

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЭКОЛОГИИ ИМ. Е.М. СЕРГЕЕВА РАН

На правах рукописи

Микляев Петр Сергеевич

НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РАДОНООПАСНОСТИ
ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Специальность 25.00.36 – геоэкология

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Научный консультант
д-р физ.-мат. наук А.М. Маренный

Москва - 2015

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
ГЛАВА 1. СУЩЕСТВУЮЩЕЕ СОСТОЯНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ РАДОНОВЫХ ПОЛЕЙ И ПОДХОДЫ К ОЦЕНКЕ РАДОНООПАСНОСТИ.....	11
1.1 Экологическое значение и основная задача исследований радона в рамках геоэкологии.....	11
1.2 История изучения радоновых полей.....	14
1.3 Современные проблемы исследований радона в геологической среде.....	23
1.3.1 Эманирование.....	24
1.3.2 Распределение радона между фазами.....	29
1.3.3 Механизмы переноса радона в геологической среде.....	32
1.3.4 Радоновое поле платформ и гипотезы формирования радоновых аномалий.....	43
1.3.5 Временные колебания радонового поля.....	55
1.4 Существующие подходы к оценке потенциальной радоноопасности территорий строительства.....	58
1.4.1 Картирование потенциальной радоноопасности крупных территорий.....	58
1.4.2 Оценка потенциальной радоноопасности участков строительства.....	61
ГЛАВА 2. ИЗУЧЕНИЕ ЭМАНИРУЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ ГРУНТОВ.....	67
2.1 Методы и средства определения коэффициента эманирования	67
2.2 Влияние влажности грунтов на эманирование.....	77
2.3 Влияние на эманирование процессов сорбции-десорбции радона	83
2.4 Изменчивость коэффициента эманирования дисперсных отложений.....	86
2.5 Роль микроструктуры глинистых грунтов в формировании эманирующей способности.....	93
2.6 Общие закономерности формирования эманирующей способности грунтов.....	100
ГЛАВА 3. ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ РАДОНОВОГО ПОЛЯ ГРУНТОВЫХ МАССИВОВ.....	106
3.1 Краткая характеристика геолого-тектонических условий расположения экспериментальных площадок.....	108
3.2 Методические аспекты долговременных режимных измерений	111

3.3	Описание экспериментальных площадок.....	116
3.3.1	Экспериментальная площадка «Московская».....	116
3.3.2	Экспериментальная площадка «Рязанская».....	122
3.3.3	Экспериментальная площадка «Екатеринбургская».....	128
3.3.4	Экспериментальная площадка «Пятигорская».....	136
3.4	Закономерности временных вариаций радонового поля по результатам режимных наблюдений.....	142
3.4.1	Вариации плотности потока радона	142
3.4.2	Вариации объемной активности радона в грунтовом воздухе.....	158
ГЛАВА 4. ИЗУЧЕНИЕ МЕХАНИЗМОВ ПЕРЕНОСА РАДОНА В ГРУНТАХ.....		170
4.1	Моделирование переноса радона в массиве грунтов	171
4.2	Определение глубины поступления радона с помощью Ra-Pb метода	185
ГЛАВА 5. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТИ ПОТОКА РАДОНА (ППР).....		192
5.1	Пространственное распределение ППР в пределах однородных участков.....	193
5.2	Закономерности пространственного распределения фоновых значений ППР.....	200
5.2.1	Используемый фактический материал.....	200
5.2.2	Пространственное распределение фоновых значений ППР.....	203
5.3	Особенности формирования аномальных потоков радона.....	213
5.4	Изучение механизмов формирования аномальных потоков радона в платформенных условиях.....	221
ГЛАВА 6. ПРИНЦИПЫ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РАДОНООПАСНОСТИ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ.....		230
6.1	Радоновый риск и радоноопасность. Основные понятия.....	230
6.2	Принципы картирования потенциальной радоноопасности территорий.....	235
6.2.1	Обобщение существующего опыта картирования радона.....	235
6.2.2	Картирование геогенного радонового потенциала территории.....	245
6.2.2.1	Выбор входных параметров.....	245
6.2.2.2	Выбор типа целевой переменной.....	248
6.2.2.3	Выбор типа элементарной территориальной единицы.....	254
6.2.2.4	Ранжирование территории и построение результирующей карты	256
6.2.3	Карта геогенного радонового потенциала Москвы.....	260

6.3 Новые подходы к оценке потенциальной радоноопасности участков строительства.....	267
6.3.1 Существующая система нормирования показателей потенциальной радоноопасности участков строительства.....	267
6.3.2 Определение расчетной плотности потока радона из грунта.....	270
6.3.3 Критерии выявления аномальных радоновых полей	275
6.3.4 Алгоритм оценки потенциальной радоноопасности участков строительства.....	280
 ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	 284
 ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ, АББРИВИАТУР, УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ, СИМВОЛОВ И ЕДИНИЦ	 287
 СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	 289

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. Развитие современных крупных городов невозможно без учета геоэкологических рисков, оценки безопасности проживания человека на осваиваемых и уже освоенных территориях, в том числе радиационной безопасности. В 1970 годах прошлого века было установлено, что более 80% годовой дозы облучения человек получает от природных источников ионизирующего излучения, при этом более 50% облучения обусловлено радоном и продуктами его распада. С этого момента во многих странах были начаты исследования радиационной безопасности жилищ. В нашей стране подобные исследования начались в 1990-х годах. В последние годы Всемирная Организация Здравоохранения (ВОЗ) и Международный Комитет радиационной защиты (МКРЗ), основываясь на результатах совокупного анализа эпидемиологических исследований, проведенных в ряде стран, признает радон одним из ведущих канцерогенных факторов, уступающим по значимости лишь курению.

Важным аспектом радоновой проблемы в целом является обеспечение радонобезопасности зданий и сооружений с длительным нахождением людей. Известно, что содержание радона в помещениях в значительной степени зависит от его поступления из грунта, которое, в свою очередь, определяется радоновым полем под зданием.

Несмотря на то, что исследования радоновых полей с геоэкологических позиций в последние десятилетия активно проводятся как российскими, так и зарубежными специалистами, единая теоретическая и методическая база этих исследований разработана недостаточно, что определяет актуальность развития и совершенствования данного научного направления. Отчасти это связано с отсутствием среди исследователей единства мнений о механизмах формирования радонового поля грунтовых массивов. Кроме того, изучение радона проводилось в основном в рамках поискового и геодинамического направлений, что обусловило сосредоточение массовых исследований радона, главным образом, в районах со специфическим геологическим строением, например, с высокими (рудными) концентрациями радионуклидов уранового ряда, или в горно-складчатых областях с высокой современной сейсмической или вулканической активностью. При этом территории древних платформ, характеризующиеся спокойной геодинамической обстановкой и кларковым содержанием радионуклидов в горных породах, оставались практически не исследованными. Между тем, с геоэкологических позиций интерес представляют, прежде всего, крупные города, расположенные в основном на платформенных территориях. В этой связи возникла необходимость проведения специальных комплексных исследований радоновых полей платформенных областей с целью разработки системы нормирования и оценки потенциальной

радоноопасности территорий. Таким образом, разработка теоретических основ оценки потенциальной радоноопасности платформенных территорий является одной из наиболее актуальных проблем современной геоэкологии.

Цель исследования: разработка, научное обоснование и внедрение в практику инженерно-экологических изысканий для строительства системы комплексной оценки показателей потенциальной радоноопасности на платформенных территориях.

Основные задачи исследований:

- выполнить критический анализ существующего положения в исследованиях радоновых полей с геоэкологических позиций;
- выявить закономерности выделения и межфазового распределения свободного радона в дисперсных грунтах с целью оценки влияния этих процессов на формирование радоновых полей;
- оценить масштабы и характер временных вариаций радонового поля грунтовых массивов по результатам долговременного мониторинга параметров радонового поля на экспериментальных режимных площадках;
- определить закономерности пространственного распределения радонового поля на основе обобщения и анализа имеющихся результатов измерений плотности потока радона (ППР) в ходе инженерно-экологических изысканий, а также по результатам специальных полевых исследований на территории Восточно-Европейской платформы;
- установить основные составляющие радоноопасности на основе анализа и схематизации источников и факторов формирования радоновых аномалий на платформенных территориях;
- разработать рекомендации по оценке и картированию потенциальной радоноопасности на различных стадиях проектирования и строительства.

Фактический материал и методы. В работе применен новый комплексный подход к изучению радоновых полей, основанный на исследованиях, как параметров радонового поля, так и радиационно-физических характеристик геологической среды. В основу исследований положен фактический материал, полученный в период с 1997 по 2012 год в процессе инженерно-экологических изысканиях, а также в ходе специальных исследований в центральной части Восточно-Европейской платформы (г. Москва, Московская, Курская, Тверская, Новгородская, Ленинградская, Нижегородская области). Результаты площадных эманационных исследований дополнены результатами долгосрочного мониторинга показателей радоноопасности на экспериментальных площадках, расположенных как в пределах платформы (г. Москва, д. Морозовы Борки Рязанской обл.), так и за ее пределами (г. Екатеринбург, г. Пятигорск). Все измерения проводились с применением современной высокоточной

аппаратуры, прошедшей метрологическую аттестацию, по методикам, утвержденным Госстандартом. Применялся широкий спектр радиометрических и спектрометрических полевых и лабораторных методов.

Защищаемые положения:

1. Эманирование дисперсных грунтов определяется микроструктурными особенностями грунта, а именно, соотношением размеров структурных элементов грунта (частиц и пор) по отношению к величине пробега атомов отдачи в среде, и не зависит от внешних условий – температуры и влажности среды (в диапазоне значений, характерных для верхней части земной коры).

2. Плотность потока радона с поверхности грунта определяется выносом радона из зоны активного газообмена с атмосферой (специфического пограничного грунтового слоя, мощностью 1,5-3,0 м), и испытывает высокоамплитудные временные колебания, в связи с чем эта величина не может применяться в качестве однозначной характеристики интенсивности поступления радона из грунтов основания в подземную часть проектируемого здания.

3. Поле плотности потока радона платформенных территорий обладает дискретной пространственной структурой и подразделяется на фоновую и аномальную составляющие. В пределах фоновых участков радоновое поле определяется, прежде всего, содержанием в грунтах радия. Радоновые аномалии приурочены к геодинамически активным зонам и связаны с аномальными деформациями приповерхностных грунтов. При этом транзитный перенос радона из более глубоких горизонтов (поступление «глубинного» радона) на платформах отсутствует.

4. Потенциальная радоноопасность платформенных территорий определяется присутствием в геологической среде пород с повышенным содержанием радия, а также наличием геодинамически активных зон, в пределах которых могут формироваться аномальные радоновые поля. Оценка потенциальной радоноопасности территорий должна заключаться в выявлении и картировании данных объектов.

Научная новизна работы заключается в следующем:

1. Определены закономерности распределения радона в грунтах между твердой и газовой жидкой фазой, и впервые установлены характерные значения коэффициентов эманирования для приповерхностных рыхлых отложений.

2. Впервые получен региональный фоновый уровень плотности потока радона с поверхности грунта на территории Восточно-Европейской платформы, установлены закономерности пространственно-временных колебаний этой величины в зависимости от литологического состава приповерхностных отложений и внешних факторов (ротационный

режим Земли, колебания влажности грунтов, изменения метеоусловий). Определены количественные критерии для выявления радоновых аномалий.

3. Разработан и апробирован оригинальный изотопный геохимический метод оценки интенсивности миграции радона в массиве, и глубины выноса радона из грунтов, основанный на определении отношения активности изотопов $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ в пробах грунта.

4. Впервые установлено, что в фоновых условиях радоновое поле формируется исключительно за счет выделения радона из грунтов зоны аэрации, дальний перенос радона из более глубоких горизонтов маловероятен.

5. Впервые выявлены контрастные аномалии плотности потока радона и установлена их возможная связь с явлением суперинтенсивных деформаций земной поверхности в геодинамически активных зонах платформ.

6. Разработаны новые принципы оценки и картирования потенциальной радоноопасности территорий в пределах платформенных территорий, в том числе, впервые разработана методика оценки потенциальной радоноопасности на основе расчета плотности потока радона из грунтов для условий фоновых радоновых полей.

Личный вклад автора. В диссертационной работе приводятся результаты многолетних исследований, выполненных лично автором, при его участии, или под его руководством. Автору принадлежат: выбор направления исследования и постановка проблемы, аналитический обзор литературы, разработка обобщенной концепции формирования радонового поля в платформенных условиях, теоретических, методологических и методических положений оценки и картирования потенциальной радоноопасности, постановка, руководство и участие в исследованиях по апробации теоретических и методологических положений, формулировка выводов. Результаты разработок, проведенных в соавторстве с другими исследователями, и касающиеся в основном апробации ряда положений диссертации на конкретных участках, включены в диссертацию только при наличии совместных публикаций.

Практическая значимость работы. В результате выполнения диссертационных исследований решена крупная научно-практическая проблема создания комплексной системы оценки и картирования потенциальной радоноопасности территории России. Полученные результаты положены в основу соответствующих разделов нормативно-методических документов, в том числе, «Инструкции по проведению инженерно-геологических и геоэкологических изысканий на территории г. Москвы» (2004 г), СП 47.13330.2012 «Инженерные изыскания для строительства, Основные положения. Актуализированная редакция СНиП 11-02-96» (2012 г), Методических указаний «Оценка потенциальной радоноопасности участков строительства» (проект, находится в стадии метрологической

аттестации). Предложенные в диссертации идеи положены в основу «Программы исследований мониторинга параметров потенциальной радоноопасности» в рамках Федеральной целевой программы «Обеспечение ядерной и радиационной безопасности на 2008 год и на период до 2015 года». Теоретические и методологические разработки могут быть использованы при: 1) проведении оценки потенциальной радоноопасности территорий на различных стадиях инженерно-экологических изысканий и проектирования; 2) геоэкологическом обосновании градостроительных программ, генпланов городов и населенных пунктов; 3) обосновании управляющих решений по минимизации рисков, связанных с облучения населения радоном. Внедрение изложенных в работе принципов в практику позволяет существенно повысить эффективность оценки радоноопасности территорий, минимизировать материальные затраты при разработке и осуществлении мероприятий по ограничению облучения населения радоном.

Апробация работы. Основные результаты исследований и положения диссертации были доложены и обсуждались на международных и всероссийских совещаниях, конференциях и семинарах, в том числе на 33-ем Международном геологическом конгрессе (Осло, 2008); на X, XI и XII Международных конгрессах IAEG (Ноттингем, 2006; Окленд, 2010; Турин, 2014); V Европейском конгрессе «Regional Geoscientific Cartography and Information Systems. Earth and Water», (Барселона, 2006); Международной конференции «Waste Management. Environmental Geotechnology And Global Sustainable Development» (Любляна, 2007); Международной конференции «Environmental Geosciences and Engineering Survey for Territory Protection and Population Safety. EngeoPro-2011» (Москва 2011); Международном симпозиуме Russian-Nordic Symposium on Radiochemistry (Москва, 2013); Годичных сессиях Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии («Сергеевские чтения» Москва 2006, 2010, 2012, 2014); Международных научно-практических конференциях «ГЕОРИСК» (Москва 2006, 2009, 2012); Российских конференциях «Радиохимия» (Дубна 2007, Москва 2009); Международных совещаниях «Проблемы прикладной спектromетрии (ППСР)» (2002, 2005, 2007, 2011); Всероссийской научно-практической конференции «Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации» (Москва, 2010, 2012); Научном семинаре Института геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН (Москва, 2010, 2013, 2014); XII ежегодном совещании «Спектromетрический анализ. Аппаратура и методы обработки на ПВЭМ» (Обнинск, 2005); Международной конференции «Город и геологические опасности» (Санкт-Петербург, 2006); Научно-технической конференции «Строительная физика в XXI веке» (Москва, 2006); Международной конференции «Мониторинг геологических, лито-технических и эколого-геологических систем (Москва, 2007); Конференции «Актуальные вопросы обеспечения радиационной безопасности на территории РФ» (Москва, 2007); Конференции

«Радон в геологоразведке и экологии» (Москва, 2007); Всероссийской конференции «Актуальные вопросы радиационной гигиены» (Санкт-Петербург, 2010); Научном семинаре «Актуальные вопросы радиационной физики» НИЯУ МИФИ (Москва, 2011); Всероссийской конференции «Радиохимия – наука настоящего и будущего» (Москва, 2011), VII Университетских геол. чтениях «Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых» (Минск, 2013).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 70 работ, в том числе 20 публикаций в изданиях, входящих в перечень, рекомендованный ВАК Минобрнауки России (список прилагается в конце автореферата).

Структура и объем работы. Диссертационная работа изложена на 307 страницах, состоит из введения, 6 глав и заключения. Работа проиллюстрирована 63 рисунками и содержит 25 таблиц. Список использованных источников включает 232 наименования.

Благодарности. Автор глубоко признателен первому заведующему лабораторией эндогенной геодинамики и неотектоники ИГЭ РАН дгмн В.И. Макарову, определившему научно-методологическую направленность диссертации, оказавшему неоценимую поддержку и помощь в работе. Автор выражает благодарность директору ИГЭ РАН академику В.И. Осипову, зам. директора по науке дгн А.С. Викторову, зав. лабораторией эндогенной геодинамики и неотектоники кгмн В.М. Макееву и всем сотрудникам лаборатории, в том числе, кгмн С.В. Григорьевой, кгмн А.Л. Дорожке, В.С. Крыловой, И.В. Коробовой, В.Г. Синчук, С.А. Насмеянову, О.А. Воейковой, А.А. Мурому, а также ученому секретарю диссертационного совета кгмн Г.И. Батраку за доброжелательное отношение, внимание, помощь. Автор выражает благодарность своему учителю и научному консультанту дфмн А.М. Маренному, зав. лабораторией природных источников ионизирующих излучений ФГУП НТЦ РХБГ ФМБА России, а также всем сотрудникам лаборатории, без участия которых работа не была бы полной. Автор благодарен сотрудникам и директору ООО «РЭИ-регион», кэн М.А. Маренному, за сотрудничество, помощь и предоставление фактических материалов. Автор выражает признательность ктн А.А. Цапалову за плодотворное сотрудничество и помощь, начальнику ООО «ЛРК Сталкер» Ю.А. Баннову за предоставление материалов и ценные идеи, А.В. Томашеву за неоценимую поддержку и помощь, в том числе, в организации и проведении полевых исследований. В заключении автор благодарит сотрудника кафедры радиохимии МГУ им. М.В. Ломоносова ктн Т.Б. Петрову, свою супругу, соавтора и товарища по несчастью и счастью, за терпение, понимание, поддержку и помощь в написании и обсуждении работы в целом и отдельных ее частей.

ГЛАВА 1 СУЩЕСТВУЮЩЕЕ СОСТОЯНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ РАДОНОВЫХ ПОЛЕЙ И ПОДХОДЫ К ОЦЕНКЕ РАДОНООПАСНОСТИ

1.1 Экологическое значение и основная задача исследований радона в рамках геоэкологии

Первая публикация об открытии некоей эманации, исходящей от препаратов тория, и ионизирующей воздух в помещении на относительно большом расстоянии от исследуемых препаратов, появилась в 1899 г. Автором ее был Э. Резерфорд. Впоследствии, выяснилось, что подобная эманация исходит также от радия и от актиноурана. В 1902 году, Э. Резерфорд, совместно с Ф. Содди, экспериментально доказали, что эманация радия и эманация тория — это один и тот же газообразный химический элемент, с атомным номером 86, названный ими *нитон*. В 1908 году У. Рамзай впервые провел детальные исследования нитона как химического элемента, выяснил характерные для него спектральные линии, определил атомную массу, объяснил химическую индифферентность и нашел место для этого элемента в периодической системе. Всего было открыто три природных изотопа с атомным номером 86, при этом изотоп с атомной массой 222 и периодом полураспада около 3,8 сут, дочерний продукт распада радия-226 (ряд урана-238), назвали *нитон* или *радоном*. Изотоп с атомной массой 220 и периодом полураспада 55 сек., дочерний продукт распада радия-224 (ряд тория-232), получил историческое название *торон*. Наконец, изотоп с атомной массой 219 и периодом распада 3,96 сек., продукт распада радия-223 (ряд урана-235), был назван *актиноном*. На Международном химическом конгрессе 1923 года химическому элементу с атомным номером 86 было присвоено единое название *радон* (*Rn*). В специальной литературе, однако, это название закрепилось в основном за изотопом ^{222}Rn (название *нитон* не прижилось), в то время как ^{220}Rn и ^{219}Rn до сих пор называют тороном и актиноном.

Радон является сверхредким элементом земной коры, его Кларк по А.П. Виноградову [1962] близок к 10^{-16} % (для сравнения Кларк платины – $5 \cdot 10^{-6}$ %), если бы радон не был радиоактивным, то его концентрации с трудом поддавались бы количественному определению. Согласно геохимической классификации элементов по особенностям гипергенной миграции А.И. Перельмана [1972] радон, наряду с другими инертными газами, относится к *пассивным воздушным мигрантам*, не встречающимся в соединениях с другими элементами, мигрирующими в газообразном и в растворенном виде. Это единственная группа элементов, в истории которой не играет роли биогенная миграция и живое вещество. В данной работе речь пойдет, прежде всего, о наиболее долгоживущем изотопе радона – ^{222}Rn , обладающем периодом полураспада 3,8 сут., являющемся членом ряда радиоактивного распада ^{238}U , дочерним

продуктом распада ^{226}Ra . Радон – единственный в природе газ, являющийся одновременно радиогенным и радиоактивным. То есть во всех средах, содержащих уран и/или радий, он постоянно рождается за счет радиоактивного распада радия, и постоянно распадается с образованием относительно малоподвижных тяжелых металлов – изотопов полония, висмута и свинца. Если бы не его долгоживущие предшественники в радиоактивных рядах распада, он исчез бы полностью на заре мироздания. Отдельно от материнского радия радон может существовать лишь относительно короткое время, и практически полностью распадается за 20 суток. Эти особенности определяют формы нахождения и поведение радона в природной среде, и кардинально отличают его от других, нерадиоактивных, газов. Прежде всего, это выражается в отсутствии для радона такого понятия как «геологическое время»; практически вся его «жизнь» протекает в рамках временного интервала, не превышающего 3-х недель. Отсюда следует, например, что радон, образовавшийся в глубине кристаллической решетки практически любого минерала, независимо от степени сохранности, химического состава, и др. свойств, не успевает покинуть этот минерал, т.к. в обычных условиях времени жизни радона недостаточно, для того чтобы он диффундировал в окружающую среду через твердую фазу. Радон, оказавшийся вне твердой фазы, хоть и способен мигрировать, но не успевает сколько-либо существенным образом перераспределиться в геологической среде, и его повышенные концентрации в поровом воздухе, чаще всего сопутствуют повышенным концентрациям материнского радия в горных породах, за исключением локальных зон интенсивного переноса вещества в зонах современной тектонической и вулканической активности. Можно сказать, что основным и единственным источником радона в земной коре является его образование из радия, а основным стоком – радиоактивный распад и, гораздо в меньшей степени, вынос в атмосферу. Все это определяет невозможность исследования поведения радона в земной коре без учета геохимии материнского радия, и без детального изучения ядерно-физических процессов рождения и распада радона.

Экологическое значение радона обусловлено его радиоактивностью, т.е. способностью к самопроизвольным ядерным превращениям с образованием цепочки дочерних продуктов, и испусканием энергии в виде ионизирующего излучения, способного неблагоприятно воздействовать на здоровье человека. Облучение человека радоном и его короткоживущими дочерними продуктами распада происходит при их попадании в организм с вдыхаемым воздухом. Основная дозовая нагрузка формируется не самим газообразным радоном, а его дочерними продуктами распада (ДПР) – короткоживущими радиоактивными изотопами полония, свинца и висмута, сопутствующими радону во всех природных средах, в том числе и в воздухе. Результатом повышенного облучения может быть дополнительный риск

возникновения рака легких, хотя биологические процессы, связывающие ингаляцию радона и его ДПР с повышенным риском возникновения рака легких, имеют сложный характер и пока до конца не изучены. Вопрос об опасности радона в относительно низких концентрациях, как и вообще вопрос о воздействии малых доз радиации на здоровье человека, остается дискуссионным. Область малых доз менее всего изучена, и пока недостаточно данных о влиянии низких уровней излучения на здоровье человека [Федоров 2003]. Вместе с тем, эпидемиологические исследования, основанные на имеющихся данных, касающихся как облучения шахтеров урановых и неурановых рудников, так и хронического облучения населения в жилищах, позволяют получить подтверждения возникновения рака легких вследствие ингаляции радона [Защита... 1995]. Всемирная Организация Здравоохранения (ВОЗ) и Международный Комитет радиационной защиты (МКРЗ), основываясь на результатах совокупного анализа эпидемиологических исследований, проведенных в ряде стран, признает радон одним из ведущих канцерогенных факторов, уступающим по значимости лишь курению [Darby et al., 2005; Krewski et al., 2005; Lubin et al., 2005; Маренный 2002]. Значимый дополнительный риск заболевания раком легкого может возникнуть только при длительном вдыхании достаточно высоких концентраций радона и его ДПР. При этом концентрации радона в открытом воздухе слишком малы для возникновения (проявления) вредного эффекта. То есть в принципе речь об опасности радона или о радоновом риске может идти только в применении к облучению в помещениях. Концентрации радона в помещениях за счет его поступления из грунта и строительных материалов, и накопления в замкнутом объеме помещений, колеблются в очень широком диапазоне (от десятков до тысяч Бк/м³), и могут достигать опасных концентраций, иногда сопоставимых с концентрациями радона в урановых шахтах [Защита... 1995]. Учитывая, что по среднемировым показателям человек проводит в помещении не менее 80% времени, облучение населения радоном в помещениях может рассматриваться как одна из наиболее значимых медико-экологических проблем.

Стратегия защиты от повышенного облучения радоном в помещениях строится на концепции уровней вмешательства, установленных исходя из предполагаемых связей между риском заболеваемости, дозой облучения, экспозицией и концентрацией радона. В связи с тем, что основной вклад в облучение вносят дочерние продукты распада радона, более или менее однозначная связь между экспозицией и риском установлена не для объемной активности самого радона, а для специальной величины, соответствующей неравновесной смеси ДПР радона в воздухе помещений – эквивалентной равновесной объемной активности (ЭРОА) радона. ЭРОА радона – это объемная активность радона в радиоактивном равновесии с его короткоживущими продуктами распада, выделяющая при альфа-излучении такую же энергию,

что и реальная неравновесная смесь. Сдвиг равновесия между эквивалентной активностью смеси короткоживущих ДПР и активностью радона в единице объема воздуха (отношение ЭРОА к объемной активности радона в воздухе) характеризуется коэффициентом равновесия (в среднем для помещений принимается условно равным 0,4). Таким образом, можно установить такое значение среднегодовой ЭРОА радона в помещении, при котором риск возникновения неблагоприятных последствий будет оставаться на приемлемом уровне. Приемлемый радиационный риск, обусловленный радоном в помещениях, регулируется путем введения уровня гигиенического норматива по ЭРОА радона. В России такой уровень установлен Нормами радиационной безопасности (НРБ-99/2009) и составляет 200 Бк/м³ для эксплуатируемых зданий и 100 Бк/м³ для вновь построенных зданий [Нормы... 2009]. При превышении данного значения рассматривается вопрос о вмешательстве, т.е. о принятии мер по снижению концентрации радона в помещениях, а при невозможности снижения концентраций, по отселению жильцов и перепрофилирования здания.

Основным источником поступления радона в здание является геологическая среда, находящаяся в его основании, что установлено многочисленными исследованиями. Таким образом, проблема радона является и геоэкологической, связанной с опосредованным воздействием геологической среды на здоровье и благополучие человека. Основную задачу исследований радона в рамках геоэкологии можно сформулировать как изучение состава, строения, свойств, геологической среды и процессов, протекающих в ней, с точки зрения их влияния на формирование радоновых полей, с целью выявления закономерностей формирования зон повышенного радоновыделения в земной коре и поступления радона из геологической среды в здания.

1.2 История изучения радоновых полей

В 1896 году, практически одновременно с открытием радиоактивности, были произведены первые определения концентрации этого элемента в подпочвенном воздухе. Условно это можно считать началом исследования радоновых полей в геологической среде.

Исследования радона в земной коре развивались и развиваются в нескольких направлениях: 1) как поискового признака на урановые руды; 2) как индикатора изменения напряженного состояния земной коры, что используется для картирования и исследования напряженно-деформируемого состояния пород в разломных и геодинамически активных зонах, а так же как предвестника землетрясений; 3) как фактора радиационного риска для здоровья населения.

Наиболее полные результаты по определению закономерностей поведения радона в земной коре были получены в рамках поискового направления. Как поисковый признак в нашей стране радон изучался многими исследователями, начиная с В.И. Вернадского, который еще в 1908 году одним из первых указал на роль радона в геологической среде как индикатора месторождений радия. Под руководством Вернадского были организованы первые в России поисковые экспедиции, а в 1913 году была организована постоянная Радиевая экспедиция Академии наук, на базе которой в 1922 году был создан Государственный радиевый институт в Ленинграде и его филиал в Москве. Радиевый институт был единственной в мире организацией по изучению природной радиоактивности, где наравне с физическим и химическим существовало и радиогеологическое отделение (И.Е. Старик, Л.В. Комлев и др.), изучающее радиоактивные элементы в земной коре, в том числе радон [Титаева 2000]. Эманационная съемка была первым полевым радиометрическим методом поисков радиоактивных руд [Новиков 1989]. В 1922 году А.П. Кириков впервые в СССР применил эманационный метод при изучении Тюя-Муонского месторождения радиоактивных руд [Рудаков 2009]. В 1920-е годы поисковые исследования были сориентированы, главным образом, на поиски радия, который в то время рассматривался как основной источник радиоактивного излучения. Настоящий всплеск поисковых радоновых (эманационных) исследований приходится на вторую половину 1940-х годов в связи с поисками уранового сырья для создания атомной бомбы, а позднее для атомной энергетики. В 1940-50-е годы быстро совершенствуется аппаратура, методика полевых и лабораторных исследований, разрабатываются и внедряются различные модификации эманационных методов. Над разработкой теоретических и практических основ эманационных поисковых методов работали крупные отечественные исследователи. Так, А.Г. Граммаковым, В.И. Барановым, Ю.П. Булашевичем были составлены математические модели и даны решения уравнений переноса радона в геологической среде [Булашевич 1975; Новиков 1989; Рудаков 2009]. А.С. Сердюковой и Ю.Т. Капитанову принадлежат наиболее полные исследования закономерностей поведения радона и его дочерних продуктов распада в природных средах [Сердюкова, Капитанов 1975]. Эманирование горных пород и минералов, а также закономерности межфазового распределения радона в земной коре всесторонне исследовал И.Е. Старик с сотрудниками [Старик 1960]. М.И. Пруткина и В.Л. Шашкин разработали комплекс методов радиометрического, в том числе, эманационного анализа горных пород и руд [Шашкин, Пруткина 1979; Пруткина, Шашкин 1984]. Теоретические и практические основы полевых эманационных методов были разработаны Г.Ф. Новиковым, Ю.Н. Капковым и другими исследователями [Новиков, Капков 1965; Новиков 1989]. В результате во второй половине XX века была создана мощная отечественная школа эманационных методов поисков

и разведки урановых руд, разработаны научные основы применения эманационных методов в геологоразведке.

В то же время, результаты этих исследований показали, что эманационные методы обладают рядом недостатков, основной из которых – неоднозначность интерпретации данных из-за большого числа факторов, влияющих на эманационное поле. Случайная составляющая коэффициента вариации объемной активности радона в порах грунта в близко расположенных точках достигает 40-50% без заметного изменения при этом условий отбора проб воздуха, удельной активности радия в отложениях и других условий в точках отбора. Концентрация радона в поровом воздухе существенно зависит от содержания урана (радия) в породах, от коэффициента эманирования, от мощности и проницаемости аллохтонных рыхлых осадков, от напряженного состояния массива, от скорости миграции радона, условий отбора проб воздуха и т.п. Все это приводит к тому, что над урановыми рудными залежами фиксируются аномалии радона в весьма широком диапазоне концентраций от 40 до $4 \cdot 10^4$ Бк/л и более. Причем в практике известны случаи обнаружения крупных рудных тел в подпочвенном эманационном поле 50-70 Бк/л, что сопоставимо с фоновыми значениями радоновых полей, например, для глинистых отложений или для гранитных массивов. Вместе с тем при значениях объемной активности радона в поровом воздухе до 4000-5000 Бк/л и более кондиционные урановые руды нередко отсутствуют. Контрастные эманационные аномалии, как показала практика поисков урана, могут наблюдаться над безрудными отложениями за счет таких факторов как чрезмерное уплотнение почв при повышенном содержании радия в них («эффект тропы»), над локальными аккумуляциями радия, над зонами циркуляции радиоактивных вод, над разломными зонами [Новиков 1989]. Причем часто установить причину аномалий до конца не удается.

Основным преимуществом эманационного метода изначально считалась глубинность исследований, большая, чем у других радиометрических методов. Однако обобщение многочисленной литературы, касающейся поисков урана эманационными методами показывает, что глубинность эманационных методов в песчано-глинистых средах при преобладании диффузионного переноса радона не превышает первых единиц метров. Опыт исследований Г.Ф. Новикова [1989] и выполненные им эксперименты свидетельствуют о том, что даже при благоприятных условиях для переноса радона (хорошо проницаемые отложения, наличие в среде градиентов, необходимых для переноса газов) глубинность эманационных исследований не превышает 10-12 м, т.к. радон, образующийся глубже, полностью распадается, не успев достигнуть земной поверхности. Наблюдаемые же иногда (и достаточно часто) аномальные эманационные поля над рудными телами, находящимися на глубинах 100 м и

более, по мнению Г.Ф. Новикова, без сомнения, связаны с выходящими под аллохтонные наносы слабыми первичными ореолами рассеяния урана и радия в надрудном пространстве.

С середины 1970-х годов объем поисковых эманационных исследований постепенно сокращался и к 1990-м годам они были практически остановлены. Это обусловлено как перечисленными недостатками эманационной съемки и вытеснением ее более эффективными и менее трудоемкими методами поисков, так и тем, что поиски уранового сырья перестали быть приоритетным направлением в связи с осложнением экономической ситуации в стране.

Исследования радона в геологической среде как индикатора изменения напряженного состояния земной коры начали развиваться с конца 1960-х годов. После Ташкентского катастрофического землетрясения 26 апреля 1966 г ретроспективно была установлена связь изменения концентрации радона в подземных водах с процессами подготовки землетрясения [Уломов, Мавашев 1967]. С середины 1960-х годов Ю.С. Рябоштаном и Л.В. Горбушиной в Донбассе проводился специальный комплекс исследований геодинамического режима территории, включающий как традиционные геофизические методы – электроразведку, магниторазведку, повторные высокоточные геодезические измерения, так и специализированные эманационные и газовые съемки. Эти исследования выявили связь между вариациями подпочвенного радона и характером современных движений земной коры региона, контролируемых с помощью геодезических измерений [Селюков, Стигнеева 2010; Рудаков 2009]. Исследования катастрофических геодинамических явлений (землетрясений, извержений вулканов, горных ударов и взрывных выбросах газа в шахтах, и т.п.) с применением эманационных методов, проведенные в СССР, Китае, Японии, США и других странах в 70-е – 80-е годы прошлого столетия, дали обширный материал, описывающий реакцию радонового поля на локальные и глобальные геодинамические процессы в земной коре. Среди отечественных исследователей, существенно расширивших представления о радоне как индикаторе напряженного состояния земной коры, можно назвать Ю.П. Булашевича, В.И. Уткина, В.П. Рудакова, В.М. Бондаренко и других. В настоящее время исследования в данном направлении активно развиваются работами указанных авторов, а также А.К. Юрковым, И.А. Козловой, Р.И. Паровиком, И.А. Ильиным, П.П. Фирстовым, Е.И. Селюковым, Л.Т. Стигнеевой и другими исследователями. Результаты многочисленных эманационных исследований, проведенных в рамках геодинамического направления, показывают, что радоновое поле, как и другие флюидные поля, в той или иной степени реагирует на локальные и глобальные изменения напряженного состояния массива. Так установлено, что к ослабленным участкам земной коры, зонам разломов и геодинамически активным зонам часто приурочены аномалии радонового поля, что уже многие десятилетия используется в качестве признака для

картирования таких зон. Причем в ослабленных трещиноватых зонах временной ход изменения объемной активности подпочвенного радона характеризуется существенной неустойчивостью и повышенными амплитудами колебаний, обусловленных как эндогенными факторами, так и внешними метеорологическими условиями [Гитаева 2000; Seminsky & Bobrov 2013]. Установлена четкая реакция радонового поля на деформации грунтового массива, связанные с изменением режима вращения Земли и приливными явлениями [Рябоштан 1981; Рудаков 2009; Селюков, Стигнеева 2010]. Выявлены изменения объемной активности подпочвенного радона, связанные с горными ударами в шахтах и взрывами в карьерах [Булашевич и др., 1996; Уткин 1997; Козлова 2008]. Во многих случаях ретроспективно зафиксирована реакция радонового поля на подготовку и реализацию крупных землетрясений, причем, реакция радонового поля часто фиксируется в пунктах, расположенных на удалении в тысячи и даже десятки тысяч километров от эпицентра [Бондаренко и др., 1989; М. Табет Салем 2008; Белецкая и др., 2009, 2010; Seminsky & Bobrov 2013]. Однако следует признать что, несмотря на наличие явных предпосылок, инструментальный прогноз геодинамических явлений на основе эманационного мониторинга еще очень далек от практической реализации. Количественно охарактеризовать закономерности изменения радонового поля в зависимости от напряженного состояния массива и, тем более, установить какие-либо прогностические критерии пока не удастся. Мало того, как отмечено в монографии [Рудаков 2009], под вопросом остается сама целесообразность дальнейшего изучения эманационных полей в целях геодинамического прогноза. По крайней мере, в традиционных геофизических и сейсмологических исследованиях колебания эманационных полей рассматриваются лишь как один из множества (всего их более 200) предвестников землетрясений. Причиной такого положения на наш взгляд является, прежде всего, слабое развитие мониторинговых исследований радоновых полей как в нашей стране, так и за рубежом. К настоящему времени фактических данных накоплено недостаточно. Единой сети мониторинга радона (по аналогии, например, с сейсмическим мониторингом) не существует. Точки наблюдения чаще всего выбираются случайно. Ряды наблюдений отрывочные, часто слишком короткие с не регулярной, иногда недостаточной, а иногда, наоборот, избыточной частотой опроса. Результатом являются отрывочные, часто противоречивые данные, не дающие пока единого, четкого представления о закономерностях изменения радонового поля Земли под воздействием геодинамических процессов. Загадок в поведении радона пока существенно больше чем решенных проблем.

Первые исследования радона с точки зрения воздействия на человека были начаты еще в 1920-е годы в связи с облучением горнорабочих урановых и неурановых шахт. Высокая смертность среди шахтеров серебряных рудников в Шнееберге (Schneeberg, Рудные горы,

Германия) была замечена еще в XVI веке Парацельсом. В конце XIX века Хертинг и Гесс окончательно идентифицировали «шнеебергскую легочную болезнь» как рак легких. В 1920-х годах было впервые высказано предположение о связи «шнеебергской болезни» с повышенными уровнями радона в воздухе шахт [Защита... 1995]. Однако попытки объяснить возникновения рака легких ингаляцией только радона были безуспешными, пока в 1951 году Вильям Ф. Бейл не выдвинул идею, что основной причиной рака является не сам газообразный радон, а его короткоживущие дочерние продукты распада, сопровождающие радон, и присутствующие в воздухе [Vale 1951]. Дальнейшие исследования полностью подтвердили роль дочерних продуктов распада радона как фактора дополнительного риска возникновения рака легких у шахтеров.

Направление исследований радона, как фактора радиационного риска для здоровья населения, живущего в обычных домах, является относительно новым. В конце 1970-х и в 1980-е годы обследования жилых домов, проведенные в Европе и Америке, показали, что объемная активность радона в жилых помещениях колеблется в очень широких пределах и вопреки ожиданиям может в несколько раз превышать допустимые уровни концентраций радона в шахтах. В этой связи встал вопрос об оценке воздействия на здоровье людей радона, скапливающегося в жилых помещениях [Защита... 1995; Крисюк 1989]. В 1982 году в Докладе Научного комитета ООН по действию атомной радиации (UNSCEAR) Генеральной Ассамблее впервые была рассчитана эффективная эквивалентная доза, получаемая легкими человека за счет вдыхания дочерних продуктов распада радона в помещениях, которая составила около половины суммарной дозы от природных источников [Источники, ... 1992]. С этого момента проблеме радона в жилых зданиях уделяется особо пристальное внимание. Научный комитет ООН по действию атомной радиации в докладах Генеральной Ассамблее регулярно публикует обзор новейших исследований по данной проблеме, включая определения концентраций радона вне и внутри помещений, изучение источников, обуславливающих поступление радона в помещения (грунты под зданием, строительные материалы, атмосферный воздух, вода, природный газ), исследования, посвященные поведению радона и его дочерних продуктов распада внутри помещений, результаты обследований, проведенных в помещениях. Результатом этой работы является уточнение значения дозы, получаемой человеком от радона при его вдыхании в помещении, а также методов радонового контроля и снижения риска. Международная комиссия по радиационной защите (МКРЗ) периодически выпускает Публикации (ICRP Publication), посвященные риску возникновения рака легкого при облучении радоном и продуктами его распада [ICRP, 2010; Тирмарш и др., 2013]. В России такого рода исследования начались практически на рубеже 80-90-х годов XX века [Крисюк 1989].

В настоящее время радиоэкологические исследования радона в России и в мире развиваются на основе национальных планов и программ в следующих основных направлениях:

- сбор и обобщение данных по концентрациям радона в помещениях с целью оценки доз облучения населения;

- разработка и усовершенствование средств и методов измерения объемной активности радона и эквивалентной равновесной объемной активности (ЭРОА) радона в помещениях, а также методов оценки среднегодовых значений ЭРОА радона в помещениях по результатам кратковременных и интегральных измерений;

- разработка методов снижения концентраций радона в зданиях;

- разработка методов прогноза ЭРОА радона в зданиях

- исследования содержания радия и радона в объектах окружающей среды: сырье, строительных материалах, атмосферном воздухе, подземных и поверхностных водах, почвах и горных породах;

- разработка методов картирования крупных территорий по степени радоновой опасности (концентрациям радона в зданиях, в геологической среде, в подземных водах);

- разработка подходов к оперативной оценке потенциальной радоноопасности участков строительства для принятия превентивных мер, обеспечивающих низкую концентрацию радона в строящихся зданиях.

Последним двум пунктам в этом списке, главным образом, и посвящена данная работа.

Подходы и методы, применяемые при оценке потенциальной радоноопасности территорий (как крупных, так и отдельных участков), применяющиеся в разных странах, имеют свою специфику. В США, Канаде и Европе преобладают подходы, основанные на измерениях и картировании объемной активности радона в помещениях. Накопленная за последние несколько десятилетий информация обрабатывается, оцифровывается и наносится на карты. При построении карт активно используется геологическая информация, как то, цифровые геологические карты (четвертичных отложений и коренных пород), результаты аэро-гамма-съемки, сведения о проницаемости грунтов. Однако первичной информацией, основой картирования, все-таки являются данные скрининговых (массовых) измерений концентраций радона в помещениях [Kemski et al., 2001; Price & Gelman 2004; Miles & Appleton 2005; Appleton et al., 2011; Burke & Murphy 2011; Gruber et al., 2013; Bossew 2014]. Параллельно разрабатываются методы оценки потенциальной радоноопасности участков строительства с целью определения интенсивности выделения радона из грунтов для принятия превентивных радонозащитных мер при проектировании зданий. Среди зарубежных исследователей,

работающих в этом направлении, следует отметить работы Матея и Мартина Нежнатов, И. Барнета и др. [Nezmal, et al., 2004, 2006].

В нашей стране в связи с неудовлетворительным финансированием и недостаточным осознанием радоновой проблемы обществом, имеющийся к настоящему времени объем измерений концентраций радона в домах пока недостаточен для построения карт радонового риска в соответствии с западными подходами. В этой связи в России основой для региональных оценок выступают косвенные данные, прежде всего, особенности геологического строения, гидрогеологических и геохимических условий территории. Так, в 1995 году впервые было выполнено районирование территории бывшего СССР по степени потенциальной радоноопасности [Смыслов и др., 1994, Максимовский и др., 1995]. Максимовским В.А., Решетовым В.В., Харламовым М.Г. под редакцией А.А. Смылова на основе анализа и обобщения огромного собственного, литературного и фондового материала была построена Карта радоноопасности России в масштабе 1:10 000 000, на которой выделены потенциально опасные по радону районы. При этом в качестве критериев потенциальной радоноопасности площадей были приняты, прежде всего, аномально высокие концентрации радона в выходах минерализованных вод и радия в подземных водах нефтеносных бассейнов, участки с отстойниками нефтяных вод, а так же развитие горных пород с повышенным содержанием урана и радия. Наличие аномальных концентраций в жилых и производственных помещениях также учитывалось, но в виду скудности информации, далеко не в первую очередь. К косвенным критериям радоноопасности были отнесены области современных землетрясений и зоны активных тектонических разломов земной коры. Данная схема районирования впервые позволила провести количественные расчеты коллективной эквивалентной дозы, получаемой населением России за счет радона в отсутствие достаточного количества прямых измерений объемной активности радона в помещениях [Маренный 1999].

В масштабе отдельных участков строительства исследования радона в геологической среде и его выделения из грунтов в атмосферу развивались в работах Л.А. Гулабянца, Б.А. Заболотского, А.М. Маренного, И.В. Павлова, В.С. Рогалиса, М.В. Белецкой, Т.М. Овсянниковой (Ивановой), Н.П. Лукутцовой, П.С. Микляева, Т.Б. Петровой, А.А. Цапалова, В.С. Яковлевой, Н.К. Рыжаковой, А.В. Климшина и др. исследователей. Была установлена значительная пространственно-временная изменчивость радонового поля, обусловленная как неоднородностями геологической среды (различным содержанием радия в приповерхностных грунтах, неоднородностью распределения почвенных макропор и трещин, режима увлажнения грунтов и т.п.), так и влиянием колебаний метеорологических факторов (температуры воздуха и почвы, атмосферного давления) [Рогалис и др., 2001; Иванова 1999; 2001; Микляев и др., 2003;

Микляев, Зиангиров 2004; Гулабянц, Заболоцкий 2004; Маренный и др., 2011; Белецкая и др., 2009; 2010]. Отмечено, что подавляющее большинство участков, на которых плотность потока радона превышает нормируемый уровень, зарегистрировано на территориях, характеризующимися относительно высокими концентрациями радия в грунтах [Микляев и др., 2003]. Разработаны различные математические модели переноса радона в приповерхностном массиве грунтов, и даны оценочные формулы для прогноза плотности потока радона в подвальные помещения проектируемых зданий [Павлов 1996/97; Иванова 2001; Гулабянц, Заболоцкий 2004а; Яковлева 2009; Климшин 2012]. Проводились исследования закономерностей эманирования рыхлых грунтов и коэффициентов диффузии радона в песчано-глинистых отложениях [Лукутцова 2000; Микляев и др., 2005; Цапалов 2008; Рыжакова и др., 2009; 2012].

Вместе с тем, несмотря на длительную историю изучения радоновых полей, и бурное развитие экологических исследований радона в настоящее время, четкие и общепризнанные взгляды на формирование радонового поля платформенных территорий и подходы к оценке потенциальной радоноопасности среди специалистов до сих пор отсутствуют, как в России, так и за рубежом. Должное теоретическое обоснование методов оценки потенциальной радоноопасности не разработано. Не определен набор признаков радоноопасности, существуют разногласия в выборе критериев оценки.

Причина сложившейся ситуации в слабой изученности закономерностей формирования радоновых полей, что связано с рядом как объективных, так и субъективных причин. Среди объективных причин следует указать, прежде всего, что радон является одновременно радиогенным и радиоактивным короткоживущим инертным газом. Электрически и химически нейтральный, он обладает высокой проникающей способностью, и в тоже время малой продолжительностью жизни, при этом не имеет аналогов (изотопных или неизотопных носителей). Все это затрудняет анализ закономерностей распределения и поведения радона в земной коре.

Субъективные причины связаны с существующим до недавнего времени режимом секретности «уранового проекта» по обе стороны океана, и, как следствие, скудностью сведений о радоне в открытых публикациях. Можно даже утверждать, что у многих отечественных исследователей до недавнего времени вообще отсутствовала привычка публиковать свои результаты. К этому следует добавить избирательную географию исследований радона, приуроченную к площадям, перспективным с точки зрения поисков урана, сейсмически активным областям и т.п. Как следствие, подавляющая часть исследований радона в геологической среде относится к весьма специфическим геологическим условиям, и

только незначительный объем данных получен в пределах наиболее густонаселенных и, следовательно, наиболее интересных с геоэкологической точки зрения платформенных территорий. И, наконец, как уже упоминалось, массовые радиоэкологические исследования радона начаты с конца 1970-х годов за рубежом и только с середины 1990-х годов в России, причем часто в отрыве от геологии, т.е. радиоэкологическое направление исследований радона является новым, и находится в данный момент только на стадии накопления фактического материала.

1.3 Современные проблемы исследований радона в геологической среде

Несмотря на многолетние исследования, предлагаемые решения вопроса о формировании радонового поля платформ далеки от полноты содержат много дискуссионных моментов. В наибольшей степени это касается плит, т.е. платформенных территорий, покрытых сплошным чехлом часто рыхлых и/или пластичных осадочных отложений, обводненных практически на всю мощность осадочной толщи. Несмотря на то, что концентрация радона в помещениях и плотность потока радона с поверхности почв на участках строительства зданий в настоящее время регламентируются различными нормативно-правовыми актами, и измеряются в ходе экологических исследований и инженерно-экологических изысканий, закономерности поведения радона в геологической среде с геоэкологических позиций практически не изучены. Так, слабо изучены вопросы межфазового распределения радона в горных породах, прежде всего, закономерности выделения радона из твердой фазы грунтов (эманирование) и процессы сорбции-десорбции радона на поверхности твердой фазы. Совершенно не исследованы процессы переноса радона в зоне аэрации под воздействием экзогенных факторов, между тем, именно в этой зоне (на глубинах 0,7-1,5 м от поверхности земли) регистрируются параметры радонового поля в ходе любых эманационных исследований. Не решен вопрос о глубине поступления радона к земной поверхности, нет четкого ответа на вопрос о преобладающих механизмах переноса радона (диффузия, фильтрация, конвекция и т.п.) в геологической среде в тех или иных условиях. Слабо изучены закономерности пространственного распределения радонового поля, в том числе, связь радоновых аномалий с разрывными нарушениями и геодинамически активными зонами платформ. Не определены закономерности временных колебаний радонового поля, не оценены их амплитуды. Ниже будут подробнее рассмотрены существующие проблемы в исследованиях радона в геологической среде.

1.3.1 Эманирование

Одна из важнейших проблем в изучении поведения радона в геологической среде касается вопросов выделения свободного газообразного радона твердой фазой минералов, горных пород и рыхлых образований. Процесс выделения свободного радона твердой фазой в открытые поры породы или в окружающее пространство, называется эманированием. Всесторонний анализ разрозненных и иногда противоречивых сведений, приведенных в геофизической, геохимической, радиохимической литературе [Старик 1960; Сердюкова, Капитанов 1975; Несмеянов 1978; Шашкин, Пруткина 1979; Новиков 1989; Gundersen & Shumann 1998; Sasaki et al, 2005 и др.], позволяет сделать вывод, что если эманирование отдельных минералов и урановых руд исследованы достаточно хорошо, то выделение радона осадочными отложениями, в особенности рыхлыми дисперсными грунтами, практически не изучено. Причем основной объем фактического материала по эманированию минералов и руд был получен еще в 40-е – 60-е годы прошлого века.

Основным явлением, вызывающим эманирование служит эффект радиоактивной отдачи. Атомы радия ($^{226}_{88}\text{Ra}$), распадаясь, испускают альфа-частицу (ядро гелия), и превращаются в атомы радона ($^{222}_{86}\text{Rn}$), при этом некоторая часть энергии альфа-распада передается вновь образовавшимся атомам радона (энергия отдачи). За счет энергии отдачи вновь образованные атомы радона вырываются со своих прежних позиций, в том числе, в кристаллической решетке, и движутся в среде. Такие движущиеся атомы называются атомами отдачи. Атомы отдачи постепенно теряют энергию и останавливаются либо в твердой фазе вещества, образуя т.н. «связанный» радон, либо в поровом пространстве, становясь «свободным» радоном, способным к дальнейшей миграции. Пробег атомов отдачи в среде зависит от энергии отдачи и атомного номера среды, и составляет 0,02 – 0,07 мкм в твердых веществах, 0,1 мкм в воде, и 63 мкм в воздухе. То есть по сути эманирование – это даже не «выделение» радона из твердой фазы, т.к. когда говорят о выделении элемента из одной фазы в другую, как правило, имеют в виду, что данный элемент существовал в одной фазе и перешел за счет тех или иных процессов в другую. Радон же до акта радиоактивного превращения в твердом веществе не существовал (там был материнский радий). Таким образом, эманирование можно назвать не «выделением», а «генерированием» свободного радона. Накапливающийся в порах свободный радон приобретает возможность перемещения в системе сообщающихся между собой трещин и пор. Количественно эманирование характеризуется коэффициентом эманирования ($K_{эм}$), равным отношению между количеством радона, выделяющегося из твердой фазы в поровое

пространство грунта или в окружающую среду, и общим количеством радона, которое образуется в грунте за то же время.

Многочисленными исследованиями установлено, что эманлирующая способность зависит от целого ряда факторов, а именно: характера распределения в веществе материнских по отношению к радону изотопов радия, величины поверхности (дисперсности) вещества, состояния кристаллической решетки, размера пор и пустот, и характера вещества их заполняющего, влажности и температуры среды [Старик 1960; Новиков 1989; Шашкин, Пруткина 1979].

Распределение материнского радия в веществе – один из важнейших факторов, определяющих эманирование. Коэффициенты эманирования веществ, в которых радий рассеян равномерно по объему зерен, обычно не превышают первых процентов, в то время как для веществ, где радий сконцентрирован (адсорбирован) на поверхности твердой фазы, характеризуются на порядок большими коэффициентами эманирования – в десятки процентов [Старик 1960]. Дробление породы, т.е. уменьшение размеров зерен и увеличение удельной поверхности частиц, приводит к возрастанию эманирования, но только в случае равномерного распределения радия в минерале. Дробление кристаллов, адсорбированных радий, не приводит к заметному изменению $K_{эм}$ [Старик 1960; Сердюкова, Капитанов 1975]. Вместе с тем, установлено, что в случае сорбции радия на ультратонкодисперсном веществе (органика, окислы и гидроокислы железа и марганца, отдельные глинистые частицы), т.е. на твердых частицах, имеющих размеры, сопоставимые с пробегом атома отдачи в твердой фазе (около 0,07 мкм), коэффициенты эманирования вещества в целом могут достигать очень высоких значений (70-80%) [Gundersen & Shumann, 1998; Sasaki et al, 2005]. Высокие коэффициенты эманирования, также характерны для органического вещества, выделение радона из которого возможно не только путем радиоактивной отдачи, но и посредством диффузии (диффузия радона через твердую фазу кристаллических веществ пренебрежимо мала) [Старик 1960]. Это, наряду с эманированием наноразмерных частиц, может быть основным фактором, определяющим весьма высокие коэффициенты эманирования почв [Gundersen & Shumann, 1998].

На эманирование существенно влияет размер пор и пустот по отношению к пробегу атомов отдачи в среде их заполняющей. В случае если размер пор меньше пробега атомов отдачи в среде, заполняющей поры, то велика вероятность того, что атомы отдачи пройдут пору насквозь и вновь внедрятся в твердую фазу. Так, ввиду того, что пробег атомов отдачи в воде составляет около 0,1 мкм, а в воздухе достигает 63 мкм (что превышает размеры большинства пор), в результате удаление из пор адсорбционной влаги, например, при прокаливании

урановых руд, приводит к практически полному подавлению их эманирования. При последующем увлажнении образцов до влажности 2-3% коэффициенты эманирования руд восстанавливаются до обычных значений [Новиков 1989, Sasaki et al, 2005].

Температура является одним из наиболее исследованных факторов, влияющих на эманирующую способность различных веществ, благодаря широкому развитию методов термоэманометрии в радиохимии. Влияние температуры связано, прежде всего, с изменением состояния вещества при высоких температурах. Так в гипсах, а также в гидроокислах алюминия и кальция, существенное увеличение эманирования наблюдается уже при температурах 130-180⁰С в связи с потерей кристаллизационной воды [Старик 1960].

В большинстве природных минералов увеличение выделения эманации наблюдается при температуре 300-400⁰С, что связано с интенсификацией сначала структурно-чувствительной диффузии по внутренним поверхностям кристаллов, а затем, по мере разрыхления кристаллической решетки, и диффузией по всему объему твердой фазы. Увеличение эманирования вызывают и твердофазные перестройки (полиморфные превращения) в веществе. Полное выделение радона для неорганических веществ имеет место только при температуре плавления вещества [Старик 1960, Несмеянов 1978].

В опытах по прокаливанию образцов гранита и глины [Козлова и др., 2012] было установлено резкое повышение эманирования при температурах около 200⁰С, с последующим снижением выделения радона из образцов при охлаждении, что связывается авторами с процессами сорбции-десорбции радона в образцах. Однако, возможность удерживания инертного радона в адсорбированном состоянии на поверхности частиц вплоть до температуры 200⁰С, является крайне дискуссионной. Отметим, что пик выделения радона - при температуре около 200⁰С наблюдается также в термоэманационных опытах, где радон внедряется в твердую фазу методом радиоактивной отдачи. В данном случае, пик выделения радона связывается с выделением газа, находящегося в треках отдачи вблизи поверхности твердой фазы (при низких энергиях бомбардирующего атома отдачи) [Несмеянов 1978].

В ходе нагрева высокопористых веществ при температурах близких к температуре плавления происходит коллапс пористой структуры вещества и спекание его частиц (стеклование), что приводит к снижению интенсивности выделения радона из образца [Бекман и др., 2004]. После охлаждения пористая структура не восстанавливается, в связи с чем эманирующая способность пористых веществ после плавления всегда существенно ниже первоначальной. При частичном плавлении вещества (например, при обжиге), происходит оплавление поверхности зерен, в результате чего зерна оказываются окружены оторочкой, не содержащей радия, и непроницаемой для атомов отдачи радона (для силикатных материалов –

кварцевой), что определяет крайне низкую эманлирующую способность материалов, подвергшихся высокотемпературной обработке (кирпич, фаянс, керамзит и т.п.) [Лукутцова 2000].

Имеются отдельные сообщения о влиянии на эманирование и более низких температур. Так, сообщается [Новиков 1989] о возрастании коэффициента эманирования проб (каких неизвестно) в 1,2-2,0 раза при нагревании их от 0 до 50-60 °С, что также связывается с уменьшением адсорбции атомов радона в капиллярах и ускорением их теплового движения. Утверждается также, что при температуре $t \geq 100^\circ\text{C}$, коэффициент эманирования может достигать 100% -. Однако, эти результаты никак не коррелируются с многочисленными результатами термоэманационных исследований, согласно которым никаких пиков, связанных с десорбцией радона не наблюдается, а полное выделение радона из образцов (т.е. $K_{эм}$ близкий к 100%), может наблюдаться только при плавлении твердого вещества, т.е. при температурах намного больших, чем 100°С. Скорее всего, опыты, упомянутые Г.Ф. Новиковым, были поставлены на каких-то органических веществах.

Несколько иной характер носит влияние на эманирование отрицательных температур. Как показывают опыты, проведенные Г.Ф. Новиковым с сотрудниками [Сердюкова, Капитанов 1975], эманирование урановых руд существенно снижается при понижении температуры ниже 0°С. Причем, этот эффект проявляется только в сильноувлажненных образцах, промораживание сухих препаратов практически не влияет на эманирование. Описанный эффект связан, на наш взгляд, с формированием в поровом пространстве новой твердой фазы – льда, который удерживает атомы радона, что и объясняет снижение эманлирующей способности при промерзании увлажненных образцов.

Влияние влажности на эманирование препаратов, в том числе, пород и руд, исследовано недостаточно. Известно, что при продувании через образцы влажного воздуха эманирование препаратов больше, чем при продувании сухого [Сердюкова, Капитанов 1975], а эманирование в воду больше, чем в воздух [Шашкин, Пруткина 1979]. Вместе с тем, известны сообщения об увеличении эманлирующей способности некоторых солей при хранении их в сухом воздухе [Старик 1960]. Выше был описан эффект практически полного подавления эманирования при дегидратации проб (удаления пленочной влаги из пор). По данным Г.Ф. Новикова [1989], при увлажнении предварительно прокаленных проб урановой руды от 0 до 2-4% их коэффициент эманирования увеличивался от 0 до 45-48%, при дальнейшем увеличении влажности, эманирование плавно и незначительно (примерно на 20% от среднего) снижалось, а при влажности 15% начинало снова медленно возрастать. Однако, возможно, что отмеченные незначительные колебания эманирования руд при влажности более 2-4%, обусловлены какими-

то случайными погрешностями эксперимента. По крайней мере, подобные же опыты, проведенные Геологической службой США в 1950 году (цитируется по [Sasaki et al, 2005]), дают похожую картину эманирования на отрезке значений влажности от 0 до 2-4%, однако при больших влажностях (вплоть до $w=40\%$) эманирование образцов остается постоянным. Исследования В.И. Баранова показали, что коэффициенты эманирования почв остаются неизменными при изменении естественной влажности от 5 до 25 % [Сердюкова, Капитанов 1975]. И.Е. Старик показал, что эманирующая способность пальмитата бария при изменении влажности от 41 до 94 % остается практически постоянной [Старик 1960]. То есть имеется достаточно много свидетельств о том, что при влажности более 2-4% (после формирования сплошных пленок адсорбированной влаги на поверхности частиц), дальнейшее изменение влажности не влияет на эманирование.

Следует, однако, отметить, что вопрос о влиянии температуры и влажности образцов на эманирование остается открытым. Согласно классическим представлениям основными процессами, определяющими эманирование, кроме радиоактивной отдачи, является диффузия и адсорбция атомов радона в капиллярах. В этой связи многие исследователи полагают, что эманирование сильно зависит от параметров, определяющих диффузию и сорбцию радона в капиллярах, прежде всего, температуры и влажности среды, несмотря на то, что в литературе практически нет экспериментальных данных, убедительно подтверждающих эти предположения. В результате, например, в Справочнике «Разведочная ядерная геофизика» [1986] при расчетах эманационных полей рекомендуется «использовать экспериментальные значения коэффициентов эманирования пород и руд, полученные при температуре и влажности изучаемого геологического объекта». Вообще результаты экспериментов, приводимых в разных источниках, весьма противоречивы и не систематизированы, каких-то общих закономерностей формирования эманирующей способности горных пород не установлено.

Проблема усугубляется еще и разным пониманием процесса различными авторами. Многие исследователи, начиная еще с Флюгге и Цименса [1939], определяли и определяют эманирование как «выделение радона из твердого тела (образца) в окружающую среду (жидкую или газообразную фазу)». При этом под «окружающей средой» по сути, понимается воздух (или жидкость), окружающие исследуемый образец. Механизм эманирования в данном определении включает две составляющих, одна из которых связана с эффектом радиоактивной отдачи, благодаря которому атомы попадают в поры, другая же обусловлена диффузионным выносом атомов радона из пор в окружающую среду [Старик 1960]. То есть под эманированием в данном случае понимается совокупность двух процессов – радиоактивной отдачи и диффузии. Подобный подход распространен и оправдан, при исследованиях непористых или

малопористых сред – металлов, кристаллов различных искусственных солей, природных минералов и т.п. с целью изучения их структуры эманационными методами. Однако при изучении образования и переноса радона в пористых средах, каковыми являются горные породы, рыхлые дисперсные отложения, почвы, данный подход, на наш взгляд, неправомерен. Действительно, при исследованиях радоновых полей в массиве пород, исследователя интересует, прежде всего, количество свободного радона, образующегося в объеме пор, а не выделяющегося в гипотетическую «окружающую среду». Именно количество свободного радона в порах определяет объемную активность в подпочвенном воздухе. Диффузия же радона в поровом пространстве должна рассматриваться в данном случае как отдельный процесс, не связанный с эманированием. При таком подходе, процесс эманирования определяется только эффектом радиоактивной отдачи и, соответственно, не должен зависеть от влажности (заполнения пор водой) и температуры среды, т.к. радиоактивная отдача от этих параметров не зависит. Возможность сорбции радона на стенках пор и капилляров, как будет показано ниже, сомнительна. Вместе с тем, роль этих процессов в формировании эманирующей способности грунтов еще недостаточно изучена и требует дальнейших исследований, которым и будет посвящена часть данной работы.

1.3.2. Распределение радона между фазами

Свободный радон, выделившийся в поры за счет эманирования, может присутствовать в газовой компоненте и в растворенном виде в жидкой компоненте грунта. Межфазное распределение радона между газовой и жидкой компонентами, подчиняющиеся в стационарных условиях закону Генри, хорошо изучено. Радон легко перераспределяется между жидкой и газовой компонентами при изменении термодинамических условий. Распределение радона не зависит от природы газовой фазы и давления газа, а определяется в основном химической природой, температурой, и солевым составом жидкости. Радон характеризуется относительно малой растворимостью в воде по сравнению, например, с его растворимостью в органических жидкостях и жирах [Старик 1960]. Коэффициент растворимости радона в воде (распределение между воздухом и водой) варьирует от 0,51-0,53 при температуре 0⁰С до 0,23 при 25⁰С. Интересно, что даже при температуре 100⁰С растворимость радона в воде не равна нулю, а составляет около 0,1 [Источники,... 2001]. Солевой состав воды также является существенным фактором, определяющим растворимость радона. Как показали исследования Кофлера [Источники,... 2001], растворимость радона в воде падает с увеличением концентрации соли. С

увеличением концентрации соли влияние температуры на растворимость радона снижается и при высоких концентрациях солей становится незначительной.

Имея относительно малый коэффициент растворимости в воде и способность к диффузии, радон легко переходит из воды в воздух. В результате, при прочих равных, увеличение влажности почвы (степени заполнения пор водой) и температуры приводит к росту концентрации радона в поровом воздухе (в незаполненных водой порах). По данным НКДАР ООН в одной и той же почве при температуре 25°C ($K=0,23$) и заполнении пор водой 95%, концентрация радона в подпочвенном воздухе в 3,7 раза выше, чем при 0°C ($K=0,51$) и степени заполнения пор водой 5% [Источники,... 2001], что может давать определенный вклад в суточные и сезонные колебания этой величины.

Следует отметить, что в условиях термодинамического равновесия почвенной влаги с атмосферным воздухом (например, в приповерхностной части разреза или при отборе образцов из скважины) практически весь растворенный радон в соответствии с законом Генри удаляется из жидкой компоненты. Этот процесс, вероятно, усиливается за счет возможной пониженной растворимости радона в поровой влаге, которая, являясь связанной водой, адсорбированной на поверхности частиц, обогащена ионами различных солей. Концентрация радона, растворенного в грунтовой влаге, в условиях равновесия с атмосферой не превышает $1-3 \text{ Бк/м}^3$, (в пересчете на объем поровой влаги образца это составляет следовые количества, которые невозможно зарегистрировать приборами). То есть, в образцах пород, отобранных из массива, радон, растворенный в поровой влаге, практически отсутствует, независимо от условий пробоотбора.

Адсорбция радона твердой фазой горных пород и рыхлых отложений изучена слабо. Вместе с тем, ряд исследователей [Козлова 2008; Козлова и др, 2012; и др.] придают существенное значение процессам сорбции-десорбции радона твердой фазой грунта, особенно при объяснении временных колебаний радонового поля в связи с динамическими и сейсмическими воздействиями. Известно, что радон адсорбируется на поверхности многих твердых тел. Особенно хорошо он поглощается резиной, целлулоидом, воском. Гидрофобные сорбенты, такие как воск, резина, уголь, поглощают радон значительно лучше гидрофильных [Гусаров 2000]. Наилучшим адсорбентом радона является активированный уголь, поглощающий заметное количество радона даже при комнатной температуре. Десорбция 90% адсорбированного радона происходит при температуре $100-150^{\circ}\text{C}$, при температуре $300-400^{\circ}\text{C}$ радон десорбируется полностью [Сердюкова, Капитанов 1975]. Горные породы и почвы, являясь гидрофильными сорбентами, в естественных условиях слабо поглощают радон. Как показывают экспериментальные данные, рыхлые песчано-глинистые отложения при достижении гигроскопической влажности, практически не поглощают газы, т.к. вокруг частиц

твердой фазы формируются сплошные пленки воды полимолекулярной адсорбции, которые исключают сорбцию газов [Смагин 2005; Грунтоведение 2005].

Являясь химически инертным газом, обладая нулевой валентностью и зарядом, свободный радон слабо взаимодействует с твердой компонентой грунта. Он не вступает в химические реакции (т.е. хемосорбция исключена), не сорбируется полярными кристаллами. Для радона характерна лишь молекулярная адсорбция за счет Ван-дер-Ваальсовых сил, проявляющаяся только в двухфазных системах твердое вещество-газ, т.е. только в абсолютно сухих грунтах. Появление даже незначительного количества влаги (пленок мономолекулярной адсорбции) приводит к вытеснению газов с поверхности грунтовых частиц водой, и их переходу в свободное состояние [Грунтоведение 2005]. Учитывая, что в природе, по крайней мере, в верхней части земной коры, все горные породы являются как минимум трехфазными системами и содержат поверхностную влагу, сколько-нибудь значительная адсорбция радона на поверхности твердой фазы в природных условиях маловероятна.

В тоже время широко известна молекулярная адсорбция радона на гидрофобных сорбентах, например, на активированном угле, что широко применяется при измерениях радона. По данным И.Е. Старика [1960] адсорбция радона твердыми веществами подчиняется закону Генри, причем коэффициент адсорбции радона (отношение удельной концентрации адсорбированного радона к его объемной концентрации в газовой фазе) для гидрофобного сорбента – угля на два порядка больше чем для гидрофильного силикагеля. В природе, в принципе, возможна сорбция радона на гидрофобных органических веществах, которые могут входить в состав органогенных грунтов и почв. Однако, в литературе подобный эффект не описан. В личном исследовательском опыте автора диссертации был единичный случай регистрации эффекта сорбции радона в торфоподобных органических техногенных образованиях Марьинских полей фильтрации (Москва), залегающих непосредственно на юрских глинах с высокой удельной активностью радия.

Вместе с тем экспериментальных данных, касающихся изучения сорбции радона в грунтах, крайне мало, что вызывает множество различных толкований и предположений о роли процессов сорбции-десорбции радона в формировании радоновых полей. В этой связи исследования в этом направлении могут быть весьма актуальными.

1.3.3 Механизмы переноса радона в геологической среде

Свободный радон, попадая в газово-жидкую среду, приобретает возможность миграции от источника к земной поверхности. Перемещению радона в вертикальном направлении в той или иной степени способствуют следующие процессы:

- диффузия за счет градиента концентрации радиоактивного газа;
- эффузия за счет градиента давления в земной коре;
- тепложидкостная конвекция, обусловленная подъемной силой, индуцированной геотермальным градиентом;
- фильтрация восходящих водных потоков;
- газоподъемная сила в пористой среде при заполнении пор водой;
- изменение порового давления при сейсмических напряжениях;
- турбулентные эффекты в подпочвенном воздухе при изменении внешних условий – атмосферного давления, температуры, скорости ветра.

Наиболее детально изучена диффузия эманации. Другие процессы трудно поддаются разделению и количественной оценке. Диффузионный перенос осуществляется в направлении падения концентрации радона вследствие теплового движения атомов, без приложения внешних сил. С разной интенсивностью диффузия протекает в любых средах и приводит к выравниванию концентрации вещества в первоначально неоднородной среде. Строго говоря, диффузионный перенос возникает не только при наличии в среде градиента концентрации, но и под воздействием внешнего электрического поля (электродиффузия), поля силы тяжести или давления (бародиффузия), в неравномерно нагретой среде (термодиффузия). Данные о возможном влиянии перечисленных выше процессов на радоновое поле в опубликованной литературе отсутствуют. Исходя из общих соображений, при рассмотрении переноса радона в приповерхностных слоях земной коры, в условиях нормальных температур и давлений, этими процессами в большинстве случаев пренебрегают. В монографии А.В. Смагина [2005], посвященной изучению газовой фазы почв, проводится оценка роли термодиффузии в переносе нерадиоактивных почвенных газов, и делается вывод, что этим эффектом можно пренебречь как несущественным.

Процесс диффузии описывается первым законом Фика. Основными параметрами диффузионного переноса являются коэффициент диффузии радона D и диффузионная длина l . Значения D и l зависят от проницаемости горной породы, от структуры пор, степени заполнения их водой и воздухом, температуры. На практике определяют и применяют в расчетах, как правило, объемный коэффициент диффузии радона. Именно объемный коэффициент диффузии радона, обозначаемый данной работе символом D , используется нами в дальнейшем во всех формулах и таблицах. Значения объемного коэффициента диффузии и диффузионной длины радона для воздуха, воды и различных типов горных пород и рыхлых отложений, приведенные в различных литературных источниках, даны в таблице 1.

Величина коэффициента диффузии и длины диффузии радона в горных породах и почвах зависят от проницаемости и пористости породы, структуры пор, температуры и степени заполнения пор водой.

Таблица 1. Диффузионные параметры переноса радона.

Среда	$D, \text{см}^2/\text{с}$	$l, \text{см}$	Источник
Воздух	0,1	218	[Новиков 1989]
Вода	$1 \cdot 10^{-5}$	2,2	[Новиков 1989]
Кора выветривания гранитов	$2,1 \cdot 10^{-2}$	100	[Разведочная... 1986]
Глинистая кора выветр.	$3,2 \cdot 10^{-3}$	39	[Разведочная... 1986]
Элювиально-делювиальные отложения	$5 \cdot 10^{-3}$	49	[Разведочная... 1986]
Элювиально-делювиальные щебенистые отложения	$4,5 \cdot 10^{-2}$	146	[Радиометр. ...1957]
Делювиальные, слегка влажные отложения	$7 \cdot 10^{-2}$	182	[Радиометр. ...1957]
Песок глинистый утрамбованный	$2,6 \cdot 10^{-2}$	111	[Радиометр. ...1957]
Песок глинистый не утрамбованный	$3,3 \cdot 10^{-2}$	125	[Радиометр. ...1957]
Песок кварцевый сухой	$(1,0-6,5) \cdot 10^{-2}$	69-176	[Радиометр. ...1957]
Песок кварцевый	$(1,0-3,7) \cdot 10^{-2}$	69-133	[Сердюкова, Капитанов 1975]
Песок речной	$1,2 \cdot 10^{-2}$	76	[Радиометр. ...1957]
Песок	$(4,5-7,0) \cdot 10^{-2}$	146-182	[Сердюкова, Капитанов 1975]
Плотные наносы песков	$(3,0 \pm 1,3) \cdot 10^{-2}$	119	[Nazaroff 1988]
Плотные глинистые пески	$(3,2 \pm 1,5) \cdot 10^{-2}$	123	[Nazaroff 1988]
Почва суглинистая	$1 \cdot 10^{-2}$	69	[Радиометр. ... 1957]
Глинисто-песчаные наносы	$2,7 \cdot 10^{-2}$	113	[Nazaroff 1988]
Суглинок	$1,1 \cdot 10^{-2}$	72	[Радиометр. ...1957]
Глины	$(6,5-7,5) \cdot 10^{-3}$	56-60	[Радиометр. ...1957]
Глины плотные	$(2,5 \pm 1,0) \cdot 10^{-3}$	25	[Nazaroff 1988]
Гнейс, трещиноватый	$2 \cdot 10^{-4}$	9,8	[Новиков 1989]
Гранодиорит	$1 \cdot 10^{-4}$	6,9	[Новиков 1989]
Кварцит	$0,8 \cdot 10^{-6}$	0,62	[Новиков 1989]

Как видно из таблицы, значения коэффициентов диффузии радона для различных горных пород колеблются в пределах четырех математических порядков. Наименьшими значениями диффузионных параметров ($D = 10^{-4} - 10^{-6} \text{ см}^2/\text{с}$) обладают массивные кристаллические породы – кварциты, гнейсы, граниты, гранодиориты – пористость которых не превышает первых процентов. Максимальные значения ($D = 10^{-2} \text{ см}^2/\text{с}$) характерны для сухих песков, трещиноватых пород и приповерхностных грунтов в зонах выветривания.

Величина коэффициента диффузии в ненарушенных глинистых отложениях составляет порядка $10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$. Коэффициент диффузии радона в воде на четыре порядка ниже, чем в воздухе, вследствие чего, степень заполнения пор водой – один из основных факторов, определяющих коэффициент диффузии рыхлых песчано-глинистых отложений и почв. Зависимость коэффициента диффузии от степени заполнения почвенных пор водой приведена на рисунке 1 [Источники,... 2001]. Как видно из рисунка, при низком содержании воды в порах, эта зависимость выражена слабо, однако при степени заполнения пор водой более 60-70%, вода блокирует поры и коэффициент диффузии породы существенно снижается.

Диффузионный перенос радона осуществляется непрерывно через границы сред с отличающимися концентрациями радона. Наиболее интенсивно диффузия протекает вблизи поверхности земли за счет градиента концентрации радона между подпочвенным и атмосферным воздухом. Благодаря практически неограниченному объему атмосферы, накопления радона в атмосферном воздухе не происходит, т.е. концентрацию радона в атмосфере можно считать условно равной нулю.

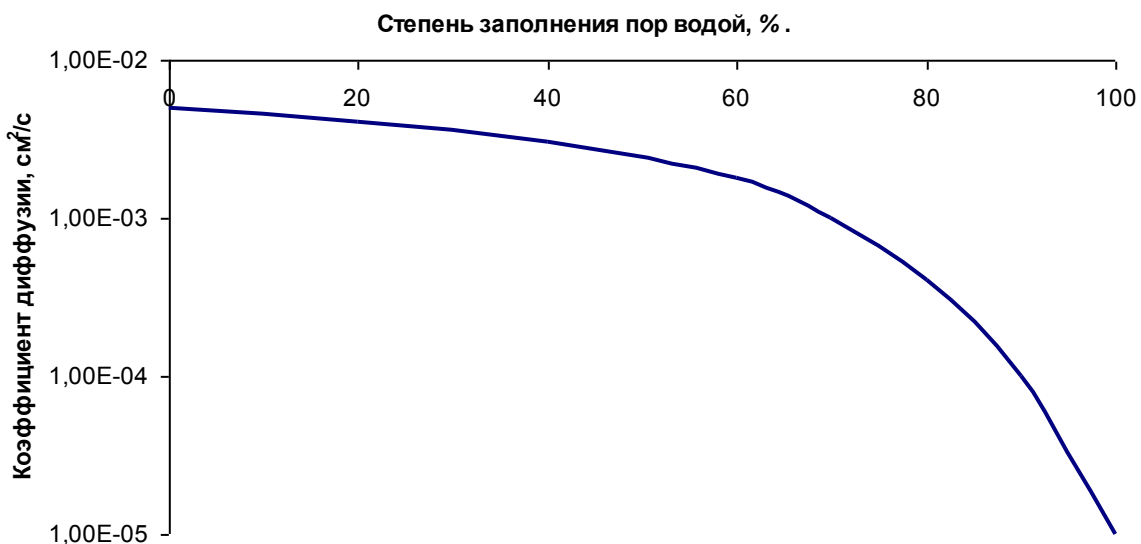


Рисунок 1. Экспериментальная кривая зависимости коэффициента диффузии радона от степени влажности почвы [Источники,... 2001].

Таким образом, на границе раздела почва-атмосфера устанавливается близкий к стационарному режим диффузии. Как следует из первого закона Фика, интенсивность диффузионного переноса тем выше, чем выше коэффициент диффузии и градиент концентрации радона в грунтах. Математическая модель диффузионного переноса радона в пористых средах разработана достаточно детально и широко применяется для расчета эманационных полей. Для случая стационарной диффузии распределение радона в поровом воздухе однородного полубесконечного слоя и плотность потока радона с его поверхности можно ориентировочно рассчитать по довольно простым формулам [Новиков 1989]. Поровая концентрация радона в приповерхностных отложениях на глубине z описывается уравнением [Бк/м³]:

$$N(z) = N_{\infty} \left[1 - e^{-\sqrt{\lambda/D}z} \right] \quad (1),$$

Плотность потока радона с поверхности почв в атмосферу q [Бк/м²с] за счет диффузии рассчитывается по формуле:

$$q = N_{\infty} \eta \sqrt{\lambda D} \quad (2),$$

где $N_{\infty} = \frac{A_{Ra} K_{эм} \rho}{\eta}$ – поровая объемная активность радона в условиях радиоактивного равновесия с радием, A_{Ra} – удельная активность радия-226 в грунтах, $K_{эм}$ – коэффициент эманирования, D – объемный коэффициент диффузии радона, η – пористость грунта, ρ – плотность грунта, λ – постоянная распада радона. При расчетах эманационных полей по приведенным выше формулам, принимается, что концентрация радона в приповерхностных породах изменяется только по глубине (оси z) и постоянна во времени ($dN/dz = f(z)$; $dN/dt = 0$).

Нестационарный режим диффузии формируется, например, при вскрытии эманлирующих слоев, или при герметизации поверхностных отложений. Так при герметизации эманлирующего слоя, выход радона в атмосферу прекращается, и концентрация радона за счет диффузионного процесса постепенно выравнивается по всему разрезу, стремясь к значению N_{∞} . При этом интенсивность диффузионного переноса радона снижается и в пределе, при выравнивании концентрации радона по всему разрезу, диффузия прекращается. Диффузионное равновесие в свежевскрытых элювиально-деллювиальных песчано-глинистых отложениях с коэффициентом

диффузии $5 \cdot 10^{-3}$ см²/с практически устанавливается за 4-5 суток. С уменьшением D процесс установления равновесия замедляется, с увеличением D , наоборот, ускоряется.

Перенос радона с потоками порового воздуха или подземных вод под воздействием внешних сил обобщенно называют «конвекцией». Конвекция газообразных веществ может возникать при неравномерном нагреве среды в поле тяжести (естественная конвекция) и (или) в результате движения газовой и жидкой фаз как сплошных (вязких) сред под действием внешнего перепада давления (вынужденная конвекция). Последний процесс также называют в отечественной и зарубежной литературе «фильтрацией» или «адвекцией». Следует уточнить, что для переноса радона в объеме газовой или жидкой фазы, не выработано единого оптимального термина. Дело в том, что «конвекция» часто ассоциируется только с естественной конвекцией, под понятием «фильтрация» в отечественной геологической литературе обычно понимают движение жидкостей в пористой среде за счет перепада напоров, «адвекция» в классическом понимании – горизонтальный перенос воздушных масс в атмосфере. В данной работе, для обозначения не диффузионных процессов переноса радона, вслед за Г.Ф. Новиковым [Новиков 1989], употребляется термин «конвекция».

При конвективном переносе радон движется в объеме газовой или жидкой фазы в соответствии с законами и условиями миграции жидкостей и газов. Для осуществления конвективного переноса радона необходимо выполнение двух условий: 1) наличия в массиве системы крупных пустот – соединяющихся между собою пор и трещин в которых возможно объемное перемещение жидкостей и газов; 2) наличие внешних сил, вызывающих движение газов или жидкостей. Таким образом, конвективный перенос радона развит в хорошо проницаемых, трещиноватых горных породах и пористых отложениях. В нетрещиноватых скальных массивах кристаллических или осадочных пород, для которых характерны крайне низкие значения открытой пористости, а также в глинистых породах, размер пор в которых, как правило, не превышает десятков микрометров, конвективный перенос радона практически невозможен.

Причиной естественной конвекции является дифференциация среды по плотности, возникающая в случае нагрева или охлаждения ее отдельных участков (слоев) [Смагин, 2005]. Если плотность части среды по той или иной причине становится ниже средней плотности среды, возникает подъемная сила, направленная вертикально вверх. При стационарном нагреве более теплые и легкие слои приобретают тенденцию двигаться вверх, а более холодные и тяжелые – вниз. Вынужденная конвекция газов и жидкостей в земной коре возникает при приложении каких-либо иных внешних сил, например, сейсмических напряжений, упругих колебаний грунта при взрывах, лунно-солнечных приливных явлений, гидростатического или

гидродинамического давления, пневматического давления, возникающего при заполнении пор и трещин водой и т.п. Интенсивность переноса здесь зависит, главным образом, от скорости вынужденного движения вещества. Процессы конвективного перемещения радона в земной коре трудно поддаются разделению и количественной оценке, и изучены весьма слабо. В расчетных моделях их обычно объединяют и характеризуют вектором скорости v [Новиков 1989]. Анализ литературы показывает, что по глубине и масштабам переноса вещества можно выделить т.н. «почвенную» конвекцию – перемещение почвенного воздуха за счет, в том числе, взаимодействия с атмосферой при изменении внешних условий, и «глубинную» конвекцию – перемещение радона с газово-жидкими флюидными потоками из более глубоких горизонтов земной коры.

Почвенная конвекция широко развита в приповерхностной части почвенного разреза в процессе воздухообмена между почвой и приземной атмосферой (аэрация почв). Воздухообмен приурочен к системе почвенных макропор и трещин, образующихся в результате жизнедеятельности животных и растений, а также за счет физических воздействий (колебаний температур и т.п.). Размер почвенных макропор значительно превышает размеры первичных межчастичных и межагрегатных пор, которые в песчаных почвах составляют доли миллиметра, а в глинистых – от 0,25 до 15 мкм. Типичное распределение макропористости P_{sv} (отношения объема макропор к объему почвы) и площади поверхности макропор S_c в почвенном профиле приведено на рисунке 2 [Novak, 1976]. Как видно из рисунка, пустоты и каналы, размерами более 1 мм, широко распространены в приповерхностном почвенном слое до глубины 30-35 см. Размеры макропор, характеризующиеся величиной P_{sv} , с глубиной постоянно уменьшаются, однако их общее количество (величина S_c) остается практически неизменным. Изучение взаимосвязи между макропористостью и проницаемостью почв [Шестаков и др., 1982] показывает, что в верхней части почвенного профиля, где величина макропористости составляет 20-30 %, они определяют проницаемость почв на 98 %. На глубине 30-40 см макропоры занимают лишь 3% объема почвы и определяют не более 30% от общей проницаемости. Мощность поверхностного слоя, содержащего макропоры и трещины, определяется типом почв, климатическими и др. условиями и составляет, как правило, 25-50 см, крайне редко достигает 1 м. Движущей силой конвективного переноса радона в приповерхностном почвенном слое выступают, прежде всего, температурные, барические, влажностные градиенты, возникающие вблизи границы раздела почва-атмосфера при изменении внешних условий. Конвективный перенос может быть связан с жидкой фазой, причем направление потоков может быть самым разнообразным – нисходящие, например, при

просачивании влаги в почву, восходящие при эваотранспирации, латеральные при внутрипочвенном стоке.

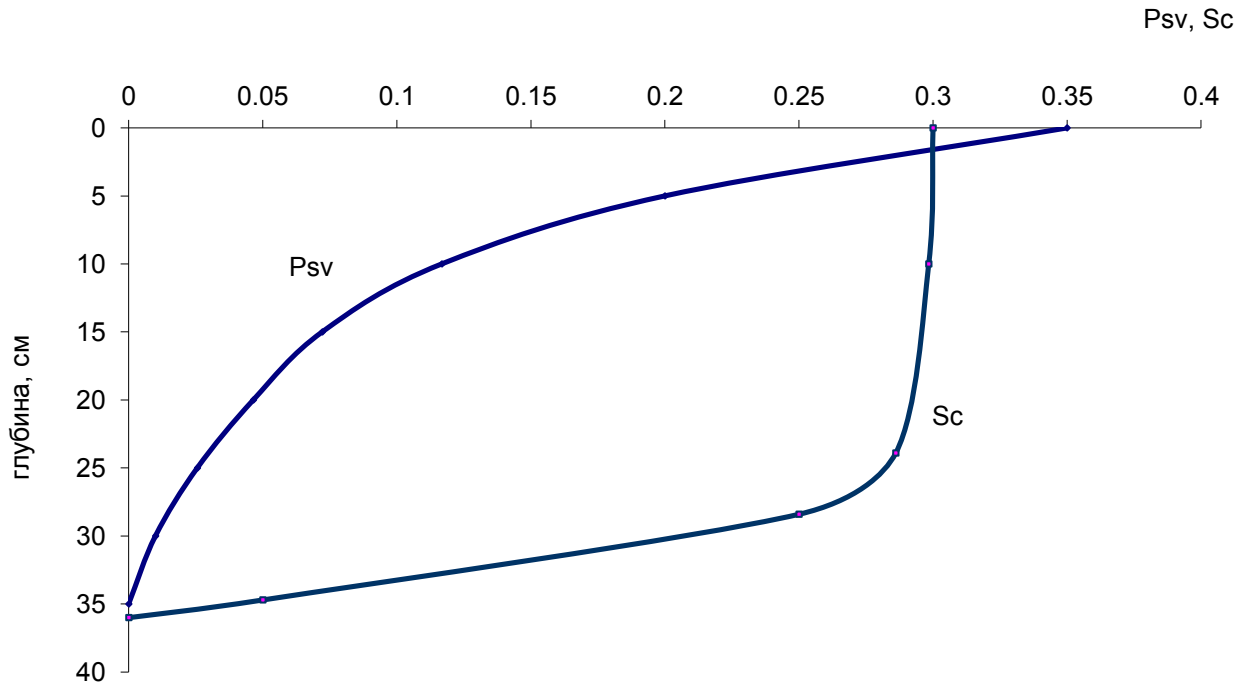


Рисунок 2. Распределение макропористости P_{sv} и площади поверхности макропор и трещин S_c в почвенном разрезе [Novak, 1976].

По данным А.В. Смагина [2005], в отдельных разобренных элементах порового пространства почвы – порах, трещинах, каналах – конвективные токи не выражены, однако в случае, когда их объединяет сплошная пленка жидкости (испаряющая поверхность), естественная конвекция теоретически может достигать значительных размеров. Конвективный перенос в газовой фазе зависит от градиентов температуры в почвенном профиле и между почвой и воздухом, а также от множества причин, порождающих градиент общего пневматического давления в почве. Среди них – движение фронта влаги при осадках и колебания уровня грунтовых вод, действующие на почвенный воздух в качестве своеобразных поршней, замедления релаксаций в почве колебаний барометрического давления, порывы ветра над поверхностью почвы. Количественная оценка конвективного переноса газов в почвенном профиле методически затруднена, прежде всего, из-за невозможности достаточно точного определения градиентов пневматического давления в почве.

Основной фактор, влияющий на конвективный перенос радона в почвенном профиле – газопроницаемость почвенного слоя, зависящая от макропористости почвы и ее влажности. Уплотнение почвы (например, за счет вытаптывания) приводит к схлопыванию макропор и,

соответственно, снижению газопроницаемости, что способствует снижению потока радона с поверхности почвы и накоплению радона в подпочвенном воздухе. С увеличением влажности увеличивается степень заполнения пор водой (влажносодержание) и, соответственно, снижается газопроницаемость. В общем виде, зависимость газопроницаемости почв и пород от влажносодержания проиллюстрирована на рисунке 3.

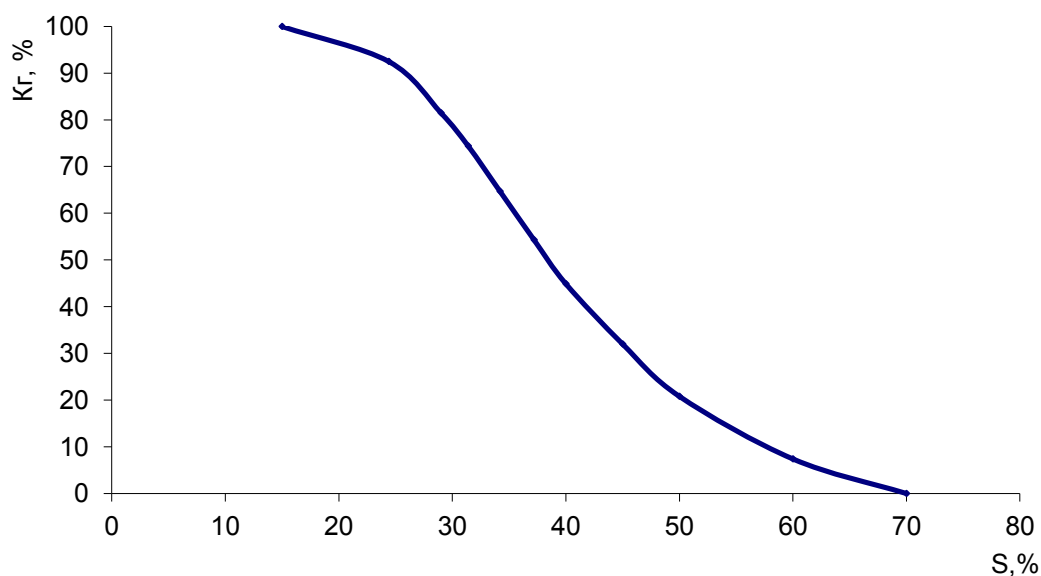


Рисунок 3. Зависимость коэффициента газопроницаемости (Kг) почв от степени заполнения пор грунта водой (S) [Шестаков и др., 1982].

Как видно из графика, при насыщенности, более 70%, движение воздуха в поровых каналах почв практически отсутствует. Миграция газов в данном случае возможна только за счет диффузии, или посредством т.н. «пузырькового транспорта». При незначительном уменьшении влажности макропоры осушаются, и газопроницаемость значительно увеличивается. Максимальных значений она достигает при степени заполнения пор водой менее 15-20 % [Шестаков и др., 1982].

При полном заполнении порового пространства почв водой, например, на заболоченных территориях, воздухообмен между атмосферой и почвой происходит только посредством «пузырькового транспорта». Этот вид транспорта газов играет значительную роль на затопленных территориях (болотах, рисовых полях), где его вклад в общий поток газообразных веществ оценивается в 10-30 % [Смагин, 2005]. Однако в целом в таких условиях почвенные газы, в том числе и радон, накапливаются в обводненной почве, о чем свидетельствуют результаты эманационных съемок с применением трекового метода.

«Глубинный» конвективный перенос радона с больших глубин в зонах повышенной проницаемости пород, связанных с геодинамической активностью земной коры, изучен слабо. Естественная конвекция может осуществляться, судя по всему, в зонах активных тектонических разломов на территориях с высоким геотермальным градиентом. Интенсивность естественной конвекции зависит от перепада температур, а также от теплопроводности и вязкости вещества. Очевидно, что с этим процессом могут быть связаны эманационные аномалии в локальных зонах высокого геотермального градиента на территориях с современной вулканической и тектонической активностью. В узких тектонических зонах процесс усиливается наличием эффекта «дымовой трубы» [Новиков 1989]. Скорость конвекции газов v также изучена слабо. В соответствии со скудными экспериментальными данными [Лян Синьджун 1987; Радиоактивные... 1934] максимальные значения v в песчано-глинистых средах при наиболее благоприятных условиях редко достигают 60 см/сут. Расстояние, на которое радон может мигрировать отдельно от материнского радия, ограничено относительно коротким периодом полураспада радона. Даже при скорости вертикального перемещения флюидов $v = 1-2$ м/сут (что, судя по всему, редко наблюдается в природе) эта глубина составляет не более первых десятков метров. Однако расчетная модель и эксперименты, проведенные Г.Ф. Новиковым и Лян Синьджуном в Ленинградском горном институте, показывают, что в песчано-глинистых средах максимальные значения скорости конвективного переноса радона могут достигать только 40-50 см/сут. Следовательно, глубина поступления радона к поверхности земли даже в благоприятных условиях редко достигает 10-12 метров. Наблюдаемые же иногда аномальные эманационные поля над урановыми пластами, находящимися на глубинах 100 и более метров, связаны либо с ореолами рассеяния урана и радия, выходящими на небольшую глубину в надрудном пространстве, либо с выносом урана и радия с восходящими потоками подземных вод [Лян Синьджун 1987]. Вместе с тем существование радоновых аномалий над глубоко залегающими эманационными объектами в тектонических нарушениях и геодинамически активных зонах, будоражит воображение исследователей, и заставляет искать все новые, иногда гипотетические, механизмы переноса радона. В некоторых работах предполагается дальний (глубинный) конвективный (?) перенос радона не только в сейсмоактивных областях, но даже на участках древних платформ, перекрытых мощным слоем рыхлых отложений [Рудаков 2009; Уткин 2000]. Как указывает В.П. Рудаков [2009]: «эффект аномального увеличения концентрации радона над тектоническими нарушениями, перекрытыми мощным слоем рыхлых осадков до настоящего времени не получил достаточно обстоятельного объяснения, поскольку требует кропотливых трудозатратных геохимических,

гидрогеологических и сейсмоземиссионных исследований». Это действительно так. Серьезных детальных исследований механизмов переноса радона в зонах разломов не ставилось.

Следует упомянуть также еще один механизм переноса радона в геологической среде, который можно отнести к конвективным. Речь идет об упоминавшемся выше, «пузырьковом» переносе газов, т.е. о всплывании пузырьков газа в воде или в поровом пространстве горных пород, заполненном водой. Последнее время этому процессу уделяется довольно много внимания. Роль этого механизма в переносе газов по почвенному профилю («почвенной конвекции») несомненна и весьма высока в условиях заболоченных обводненных ландшафтов [Смагин 2005]. Этот механизм тесно связан с проблемой преимущественного (локального) транспорта газов, которым, скорее всего, обуславливаются аномальные ураганные значения газового потока с поверхности почвы, регистрируемые в отдельных точках измерения. При обводнении почвы движение газов часто становится несплошным, конвективным и реализуется по путям преимущественного массопереноса – внутри, а возможно, и по поверхности корневых систем и стеблей растений, в виде пузырьков, барботирующих наиболее широкие каналы в структуре пористого тела. Как указывает А.В. Смагин [2005], локальный конвективный транспорт является доминирующим механизмом массопереноса газов в пределах болотных ландшафтов и в условиях активной газогенерации, например, на полигонах твердых бытовых отходов.

Пузырьковый перенос рассматривается некоторыми авторами и как возможный механизм «глубинного» переноса радона и других газов в толще обводненных отложений [Шулейкин 2010]. В последнее время подобные модели рассматривались разными авторами, но наиболее основательный анализ проведен в модели венгерских исследователей И. Барани, И. Гержон и И. Вархеди, получившей название гипотезы микропузырькового всплывания. По мере субвертикального подъема водно-газовых систем, особенно в зонах повышенной проницаемости горных пород, растворенные в воде газы, стремятся обособиться в отдельные фазы [Войтов и др., 1999]. В результате газы, в виде отдельных пузырьков начинают всплывать к дневной поверхности. Подъем пузырьков сопровождается падением давления в их объеме, т. е. увеличением площади контакта пузырьков с жидкостью. С одной стороны, это увеличивает вероятность захвата радона; с другой – подъемную силу, т. е. увеличивается вероятность переноса эманации в приповерхностные слои грунта и приземную атмосферу. В геологической среде обособленные пузырьки летучих газов становятся природными дегазаторами, собирающими на себя, наряду с другими газами, радон [Шулейкин 2010]. Пока этот механизм рассматривается как гипотеза. Исследования В.П. Рудакова [2009], показывают, что механизм, лежащий в основе данной гипотезы, работает только в узких структурно-тектонических

условиях, при высокой газонасыщенности вод, а также наблюдается над геологическими структурами, используемыми для подземного хранения газа и отходов промышленного производства.

Преобладание того или иного процесса переноса радона обусловлено геологическим строением территории, свойствами пород, а также гидрогеологическими, метеорологическими, климатическими и др. условиями. Что касается переноса радона в почвенном профиле, то в данном случае, скорее всего, преобладающую роль играет диффузионный механизм. Причем приоритет диффузии в переносе почвенных газов определяется не интенсивностями потоков (конвективные потоки могут превышать по интенсивности диффузию на 3-4 порядка), а относительным постоянством градиентов концентраций, порождающих диффузионные потоки. В случае конвективного переноса почвенного воздуха градиенты пневматического давления разнонаправлены, и вызываются кратковременными, иногда мгновенно действующими факторами, поэтому, несмотря на большие величины потоков, общее количество вещества, переносимое конвекцией за длительные промежутки времени, будет меньше, чем при постоянно идущей диффузии. По данным Г.Ф. Новикова [1989], в песчано-глинистых отложениях с коэффициентом диффузии $D > 5 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$ и скоростью конвекции газа $v < 10 \text{ см/сут}$ преобладающим процессом миграции радона является диффузия. В микропорах, диаметром 0,01 мм и менее, объемное конвективное перемещение газов затруднено, в результате чего, например, в ненарушенных тяжелых почвах, суглинках и глинах часто диффузия является единственным механизмом переноса радона. Конвективный перенос радона преобладает в крупных трещинах массивных скальных пород (гранитов, базальтов, известняков, песчаников и т.п.). Особенно это касается горно-складчатых областей, где часто система разломов и трещин, разбивающая скальные массивы является единственными каналами переноса вещества и энергии.

В платформенных условиях преобладает субгоризонтальная фильтрация подземных вод, вертикальный перенос жидкостей и газов затруднен или отсутствует. Соответственно, здесь преобладает горизонтальная миграция радона в земной коре с потоками подземных вод. В таких условиях к поверхности земли, скорее всего, поступает только радон, образующийся в горных породах и рыхлых отложениях, залегающих выше уровня грунтовых вод, т.е. в зоне аэрации. Скорее всего, основной процесс переноса радона в таких условиях – диффузионный.

Вместе с тем в пределах платформенных территорий известны и аномальные радоновые поля, объяснить которые с позиций диффузионного переноса не представляется возможным, что заставляет предполагать на таких аномальных участках преобладание конвективного переноса радона. Роль конвективного переноса в формировании радоновых аномалий, в общем-

то, бесспорна. Вопрос в том, связаны ли эманационные аномалии в приповерхностных отложениях с разгрузкой на дневную поверхность глубинных газов в зонах повышенной трещиноватости и раздробленности пород («глубинная» конвекция), или это результат локальных конвективных токов, формирующихся в приповерхностном слое («почвенная» конвекция). Вопрос этот до настоящего времени не решен.

1.3.4 Радонное поле платформ и гипотезы формирования радонных аномалий

Радонное (эманационное) поле в каждой точке геологического пространства характеризуется определенными значениями объемной активности (ОА) радона в поровом воздухе и плотности потока радона (ППР). Чаще всего оперируют двумерными полями – объемной активностью радона на некоторой глубине от поверхности (0,5-1,0 м) или плотностью потока радона с поверхности грунта. Формирование поля радона в каждом микрообъеме пространства происходит за счет сочетания процессов радиоактивного распада радия, содержащегося непосредственно в данном микрообъеме, выносом радона за пределы микрообъема, поступлением радона извне, а также радиоактивным распадом радона. Пространственно-временные неоднородности радонного поля определяются свойствами среды и процессами миграции радона, протекающими в ней.

Согласно данным [Новиков 1989], в целом по территории СССР фоновые значения объемной активности радона в подпочвенном воздухе в приповерхностных песчано-глинистых отложениях на глубине 0,5-1,0 м составляют от 5 до 100 кБк/м³, реже более. Для районов близкого залегания урановых руд или пород с проявлением урановой минерализации, поровая объемная активность радона может колебаться от 700-1000 до 30 000 и более кБк/м³. Минимальные значения объемной активности радона (первые единицы кБк/м³) характерны для грунтов с наименьшими концентрациями радия и коэффициентами эманирования, при увеличении этих показателей ОА радона в подпочвенном воздухе возрастает. На результаты измерения ОА радона в подпочвенном воздухе существенное влияние оказывает глубина отбора проб воздуха, коэффициент диффузии радона в грунтах и их проницаемость. В приповерхностной зоне, где осуществляется постоянный вынос радона в атмосферу, ОА радона возрастает с увеличением глубины опробования, а глубже выходит на более или менее постоянные значения, определяющиеся концентрацией радия и коэффициентом эманирования грунтов. Зону выноса радона в атмосферу называют также «активным слоем» [Гулабянц, Заболоцкий 2004]. Мощность этого слоя составляет примерно от 0,5 до 10,0 м (в зависимости от проницаемости грунтов). В этой зоне на одной и той же глубине, объемная активность

радона будет тем выше, чем ниже проницаемость грунтов (коэффициент диффузии радона в грунтах) при прочих равных [Новиков 1989]. Опубликованных данных, касающихся содержания радона в подпочвенном воздухе Восточно-Европейской платформы относительно мало. По данным [Бердников, Горький 2007] объемная активность радона на глубине 0,5-1,0 м в пределах Санкт-Петербурга и Ленинградской области колеблется в основном от 5 до 80 кБк/м³, достигая в местах выходов на поверхность диктионемовых сланцев, обладающих повышенными концентрациями радия, 250 кБк/м³. Исследования В.И. Макарова с сотрудниками [Макаров и др., 2003], проведенные на Юго-Западе Москвы (р-н Чертаново), показали, что объемная активность радона в подпочвенном воздухе на глубине около 0,8 м изменяется преимущественно от 5 до 60 кБк/м³. На отдельных участках, приуроченных, по мнению авторов, к геодинамически активным зонам, объемная активность радона достигала 120 кБк/м³. Эти результаты согласуются в целом с данными, полученными на территории Москвы В.П. Рудаковым [2009]. В пределах Белорусской антеклизы ОА радона на глубине 1 метр изменяется от 1 до 25 кБк/м³ [Матвеев и др., 1996]. По данным [Селюков, Стигнеева 2010], концентрации радона в подпочвенном воздухе Донбасского региона составляет от 0,5 до 50 кБк/м³. Исследования на о. Кижы (республика Карелия) показывают, что ОА радона в шпурах дифференцированы и сложно пространственно распределены, и изменяются от 0,2 до 39 кБк/м³ [Исследования... 2005]. Исследования, проведенные в Казани [Апкин, Забелин 2012], показывают, что значения ОА радона в подпочвенном воздухе на территории города колеблются в пределах от 1,5 до 6,5 кБк/м³, что является относительно низкими значениями. Причем наибольшие значения (3,5-6,5 кБк/м³) характерны для водоразделов, сложенных элювиально-делювиальными образованиями с близким залеганием пермских терригенно-карбонатных пород. Наименьшие концентрации подпочвенного радона были зафиксированы в пределах первой и второй террас рек Волги и Казанки, сложенных крупнодисперсным аллювием.

Таким образом, диапазон концентраций радона в подпочвенном воздухе от 5 до 50 кБк/м³ можно считать наиболее характерным для Восточно-Европейской платформы. Более высокие значения, вплоть до 100 кБк/м³, и даже до 250 кБк/м³, следует считать аномальными, связанными либо с повышенными концентрациями радия в грунтах, либо с аномальными условиями переноса радона в массиве.

Опубликованных данных по плотности потока радона на Восточно-Европейской платформе также сравнительно мало. В целом анализ различных источников показывает, что эта величина колеблется от 5-10 до 400 мБк/м²с, реже более. Так, средние значения плотности потока радона с поверхности грунта в пределах Волгоградской области на территории

правобережья Волги варьируют в диапазоне от 6 до 39 мБк/м²с [Сухоносенко 2008]. Причем, минимальные значения интенсивности эксхалляции радона характерны для речных долин (аллювиально-аккумулятивных низменных равнин) и песчаных равнин. Более высокие значения плотности потока радона из грунта приурочены к локальным морфоструктурам (локальным антиклинальным поднятиям), где преобладает глинистый материал. Эти участки характеризуются повышенными значениями мощности дозы гамма-излучения, и, соответственно, повышенным содержанием радия-226, а также повышенной трещиноватостью массива горных пород с чем, возможно и связано увеличение интенсивности эксхалляции радона из грунта. В пределах Прикаспийской низменности интенсификация потока радона с поверхности почвы приурочена к тектоническим нарушениям и зонам повышенной трещиноватости над положительными формами соляной тектоники, где значения ППР составляют 49-70 мБк/м²с, что в 2-3 раза выше, чем за пределами куполов 20-28 мБк/м²с [Сухоносенко 2008]. В Санкт-Петербурге и Ленинградской области значения ППР колеблются в пределах от 5 до 315 мБк/м²с. Максимальные значения плотности потока радона характерны для мест выхода на поверхность или близкого залегания дикинонемовых сланцев и гранитоидов (в северной части области), обладающих повышенными концентрациями радия [Бердников, Горький 2007]. Полученные значения плотности потока радона при контроле земельных проектов в г. Рязани, Рязанском, Рыбновском и других районах (224 измерения) находятся в интервале от 19 до 413 мБк/м²с. В 58,6% точек отбора значения ППР превышают уровень 80 мБк/м²с. Средневзвешенное значение ППР по всей обследованной площади составило 129 мБк/м²с [Макарова, Цыганов и др., 2002]. Отдельные измерения ППР в окрестностях Казани показывают, что плотность потока радона в отдельных точках изменяется от 17 до 149 мБк/м²с [Апкин, Забелин 2012]. В Кировоградской области (Украина), плотность потока радона колеблется, в основном, в пределах 4-30 мБк/м²с, в редких местах достигает величины 153 мБк/м²с [Чесанов, Сорока 2010]. Однако, в г. Днепродзержинске, в районе газохранилища, в отдельных точках были зафиксированы значения ППР до 1000 и даже в одной точке до 7000 мБк/м²с [Чесанов, Сорока 2010]. На территории Москвы по результатам многочисленных измерений в ходе обследования участков строительства [Микляев 2002; Селюков, Стигнеева 2010], плотность потока радона в отдельных точках в основном колеблется от 5 до 400 мБк/м²с. Средние по участкам значения ППР изменяются в основном от 10 до 150 мБк/м²с. Наибольшие значения ППР приурочены, как правило, к водораздельным поднятиям, сложенным преимущественно глинистыми грунтами с относительно высокими концентрациями радия. Для долин рек, сложенных низкорadioактивными аллювиальными отложениями характерны наименьшие значения ППР [Микляев 2002]. В отдельных точках измерений встречаются

аномально высокие значения плотности потока радона, превышающие $1000 \text{ мБк/м}^2\text{с}$ и более. Есть все основания предполагать, что эти аномалии в целом приурочены к геодинамически активным зонам, выделяемым на территории города по комплексу структурно-геоморфологических признаков [Селюков, Стигнеева 2010; Микляев и др., 2013].

Таким образом, несмотря на малое количество данных, можно в целом охарактеризовать пределы колебаний параметров радонового поля, и подчеркнуть некоторые общие тенденции в пространственном распределении радонового поля в пределах Восточно-Европейской платформы. Пространственное распределение радонового поля приповерхностных отложений характеризуется мозаичной структурой и значительными колебаниями, закономерности его изменения с трудом поддаются анализу. Высокая степень неоднородности радонового поля характерна даже для малых площадей (участков), однородных с ландшафтной точки зрения. Особенно это характерно для плотности потока радона, которая может изменяться от точки к точке в десятки раз. Эти колебания могут быть объяснены локальными неоднородностями проницаемости почв и рыхлых отложений, которая в пределах одного ландшафта также может изменяться на два порядка [Шмонов и др., 2002;]. В целом, на территориях с фоновым радоновым полем (где отсутствуют ярко выраженные эманационные аномалии), значения параметров радонового поля, усредненные по 20 и более измерениям, часто хорошо совпадают с результатами расчетов по диффузионной модели переноса радона в геологической среде (формулы 1 и 2 в предыдущем разделе) [Источники, ... 2001; Микляев и др., 2008]. Наилучшее совпадение наблюдается для объемной активности радона на глубине 0,8-1,0 метров. Для плотности потока радона с поверхности грунта расчетные и измеренные значения удовлетворительно совпадают только при усреднении значительных массивов данных, например, результатов измерений ППР на участках строительства в Москве за период в несколько лет [Микляев и др., 2008], что объясняется значительно большей вариабельностью плотности потока радона. Совпадение расчетных и натуральных данных, вообще говоря, свидетельствует о том, что данные радоновые поля сформировались за счет эманирования приповерхностных отложений «активного слоя», и выноса радона в атмосферу преимущественно за счет диффузионных процессов.

Результаты сопоставительных измерений ППР и ОА радона в одних и тех же точках в литературе практически отсутствуют. Вместе с тем, в разных регионах отмечается схожая закономерность пространственного распределения параметров радонового поля: повышенные значения ОА радона и плотности потока радона приурочены в основном к водоразделам, в то время как в долинах рек наблюдается снижение этих параметров. Данная закономерность разными авторами объясняется несколько по-разному. Среди возможных причин указывается

повышенная раздробленность и проницаемость пород в пределах возвышенностей за счет их тектонического воздымания, разная степень дренированности водоразделов и долин рек, различия в литологическом составе и, соответственно, в концентрации радия в отложениях, слагающих водоразделы и долины. В общем-то, все перечисленные причины могут иметь место, и их роль в пространственном распределении радонового поля еще предстоит выяснить.

В количественном измерении плотность потока радона в отдельных точках колеблется в основном от 5 до 300-400 мБк/м²с, т.е. практически в 100 раз. Встречаются ураганные аномальные выбросы радона, когда значения ППР составляют тысячи мБк/м²с. Объемная активность радона в подпочвенном воздухе в основном изменяется в пределах от первых единиц до 40-50 кБк/м³, достигая в аномальных точках 100-120 кБк/м³, т.е. разброс ОА радона на порядок меньше, чем ППР. Сведений об ураганных значениях ОА радона в подпочвенном воздухе в литературе нет.

Отметим, что на плитах древних платформ результаты, касающиеся эманационных аномалий, разрознены, малочисленны и часто противоречивы. В основном выводы делаются по отдельным профилям, состоящим иногда из нескольких точек, или даже по отдельным точкам. Имеются также данные по небольшим по площади (чаще всего менее 1 га) и разрозненным в пространстве участкам строительства. Противоречивость имеющихся сведений связана также с отсутствием общепринятых критериев выделения эманационных аномалий. Иногда для выделения аномальных радоновых полей применяется распространенный в геохимии критерий «3 сигма». Иногда применяются более сложные статистические методы, в том числе различные фильтры. В тоже время в некоторых публикациях аномальными считаются вообще любые повышенные значения ОА радона в подпочвенном воздухе или плотности потока радона с земной поверхности, даже незначительно превышающие средние значения, характерные для данной местности. Кроме того, при экологических исследованиях потоков радона с поверхности грунта в качестве аномальных часто принимаются значения, превышающие нормируемый уровень плотности потока радона (80 мБк/м²с), что, конечно, с геохимических позиций не верно. В условиях отсутствия четких критериев, за эманационные аномалии часто принимаются повышенные значения показателей радонового поля, на самом деле таковыми не являющиеся, а представляющие собой колебания фонового радонового поля. Такие колебания могут быть обусловлены случайными неоднородностями проницаемости почвенного слоя, сменой фациальных комплексов приповерхностных отложений, обладающих различной проницаемостью или концентрацией радия, изменением условий дренирования территории и т.п., встречаются и яркие контрастные аномалии, объяснить которые вышеперечисленными причинами не удастся. Однако, учитывая, что в ходе эманационных исследований часто

проводят только замеры параметров радонового поля, без какого-либо анализа состава и свойств грунтов, интерпретировать такие данные весьма сложно.

Природа контрастных радоновых аномалий в пределах древних платформ на данный момент во многом не ясна. В литературе распространено мнение о связи подобных эманационных аномалий с тектоническими разломами земной коры и/или геодинамически активными зонами. Повышенные концентрации радона над разломами были замечены еще в середине прошлого века. Эти аномалии объясняли возрастанием площади поверхности выделения эманации и увеличением проницаемости в результате роста крупных трещин. В целом, разница в наблюдаемых значениях по радоновым эманациям между монолитными и нарушенными породами обычно достигает нескольких порядков [Pedersen, et al.1997]. Оставался открытым вопрос о механизме восходящей миграции радона, который почти в 8 раз тяжелее воздуха. Исследования радона совместно с другими гео-газами (CO_2 , He, Hg, N_2 и др.) свидетельствуют от том, что в разломных зонах существуют конвективные газовые потоки, способствующие переносу газов в вертикальном направлении. В работе [Etiope, et al., 1995] описаны площадные исследования, которые показали, что аномалии Rn и CO_2 в изолиниях характеризуются подобным расположением и формой. Коэффициент корреляции между концентрациями Rn и CO_2 в одних и тех же пунктах измерений составляет 0.88 [Бобров 2010]. Исследования В.Н. Шулейкина свидетельствуют о высокой пространственной корреляции между объемной активностью радона с одной стороны, и концентрациями метана и водорода с другой [Шулейкин 2010]. Были установлены связи интенсивности и формы эманационных аномалий с углом падения сместителя [Семинский и др., 2005], с тектонической активностью разломов и геодинамически активных зон [Дехандшуттер и др., 2002, Макаров и др., 2003, Анисимова 2006], с рангом и морфогенетическим (морфокинематическим) типом разлома [Бобров 2010].

В основном этот обширный фактический материал по эманационным полям разломных зон получен в горноскладчатых областях и на щитах платформ, преимущественно в районах повышенной сейсмической и тектонической активности. Однако, радоновые аномалии иногда регистрируются и над пассивными в геологическом понимании разломами, находящимися во внутренних частях тектонически стабильных платформ. В связи с этим было предложено [Lombardi, et al. 1998] определение «геохимически-активного разлома», т.е. лишённого признаков современной тектонической активности, над которым происходит концентрация газов (CO_2 , H_2 , He, Rn, CH_4 и др.). Как указано в работе [Бобров 2010], «геохимически-активный разлом» не обязательно является «тектонически-активным», но над ним регистрируются высокие фоновые концентрации радона и других газов, дающие

дополнительную информацию о положении разлома на местности и других характеристиках. Природа и механизмы формирования подобных газо-геохимических аномалий над разломами в кристаллическом фундаменте, не проявляющими современной тектонической активности, и перекрытыми мощной несмещенной толщей осадочного чехла, вызывают острые дискуссии.

Этот вопрос тесно связан с проблемой глубинности поступления радона к поверхности земли. В некоторых публикациях предполагается, что радоновое поле отражает особенности строения и напряженного состояния достаточно глубоких слоев осадочного чехла и кристаллического фундамента [Рудаков 2009, Уткин 2000, Шулейкин 2010]. Приповерхностные же рыхлые отложения рассматриваются как транзитная среда, которая способна лишь некоторым образом изменять, или направлять глубинные потоки радона. Так, В.П. Рудаковым [2009] на территории Восточно-Европейской платформы и других регионов выделяются т.н. «флюидодинамические» линейные зоны: «...сформировавшиеся в рыхлых отложениях вертикально восходящие флюидопроводящие линейно вытянутые каналы, шириной в первые десятки метров, через которые осуществляется газообмен с приземной атмосферой». В пределах этих зон ассоциируемых, так или иначе, с тектоническими разломами в древнем фундаменте, предполагается ускоренный перенос флюидов, в том числе радона, к дневной поверхности, при этом считается, что радоновое поле в приповерхностных отложениях определяется простиранием этих глубинных зон. Возможные механизмы вертикального переноса газов в геологической среде платформ подробно не рассматриваются – само наличие радоновых аномалий считается достаточным доказательством существования глубинных газовых потоков. Однако, повышенные концентрации радона в почвенном воздухе сами по себе еще не свидетельствуют о глубинной разгрузке газов, т.к. могут быть вызваны множеством иных, локальных причин, указанных выше.

В работах В.Н. Шулейкина развиваются идеи пузырькового переноса глубинных газов через обводненную толщу чехла к земной поверхности. В геологической среде, особенно в зонах повышенной проницаемости пород, обособленные пузырьки летучих газов становятся природными дегазаторами, собирающими на себя, наряду с другими газами, радон. В конечном итоге с поверхности уровня грунтовых вод в рыхлые неоген-четвертичные отложения и почвы поступают обогащенные эманациями субвертикальные потоки летучих природных газов [Шулейкин 2010]. То есть, согласно данной гипотезе, перенос радона осуществляется с глубинными субвертикальными пузырьковыми потоками газов. В качестве носителей радона предполагаются пузырьковые образования только двух летучих газов – водорода и метана. Причем вклад водорода в перенос радона предполагается 80-90% [Шулейкин 2008]. Данные выводы сделаны на основе корреляции концентраций водорода, метана и радона, полученной в

общей сложности в 85 точках опробования на трех объектах (Калужская кольцевая структура, Щелковское ПГХ, Ставропольский выступ). Однако, строго говоря, корреляции концентраций метана, водорода и радона в подпочвенном воздухе свидетельствуют только о том, что эти газы выносятся на поверхность под действием некоего общего процесса. О характере же этого процесса (механизме и глубинности переноса) корреляции, сами по себе, не несут какой-либо информации.

В связи с возможной ролью водорода в переносе радона, нельзя не упомянуть еще об одной гипотезе глубинной дегазации Земли, правда, менее популярной среди исследователей эманационных полей. Речь идет о «гипотезе изначально гидридной Земли» В.Н. Ларина [1980]. Эта гипотеза предполагает глубинную разгрузку водорода по относительно узким, изометричным в плане каналам, выраженным на земной поверхности в виде округлых понижений в рельефе. Очевидно, что в соответствии с этой гипотезой, потоки глубинного водорода должны увлекать за собой и другие газы, и способствовать их выносу на дневную поверхность, что также может объяснять происхождение радоновых аномалий, однако, в литературе сведений о подобных радоновых аномалиях нет.

В перечисленных гипотезах предполагается наличие мощных конвективных флюидных потоков из недр земли к дневной поверхности, пронизывающих осадочный чехол, локализованных в зонах повышенной проницаемости. Очевидно, что такие флюидные потоки должны способствовать выносу радона к земной поверхности и формированию эманационных аномалий. Остается вопрос, с какой именно глубины радон может выноситься флюидным потоком? По этому поводу единого мнения нет. Как указывалось выше, опыт поисковой геофизики свидетельствует о том, что расстояние, на которое радон может перемещаться отдельно от материнского радия, составляет не более 10-15 м (учитывая характерные скорости переноса газов в земной коре и период полураспада радона). Таким образом, можно предположить, что и в пределах предполагаемых «флюидодинамических» зон глубина, с которой радон поступает в приповерхностные отложения, не превышает 10-15 м. Радон, образовавшийся глубже, распадается, не успев достигнуть земной поверхности. В таком случае, радоновые аномалии над зонами разгрузки флюидов образуются за счет более интенсивного выноса «приповерхностного» радона в зонах повышенной трещиноватости по сравнению с ненарушенным массивом пород. Однако в литературе в качестве причин формирования эманационных аномалий часто предполагается вынос радона с гораздо больших глубин, от гипотетических источников, обладающих повышенными концентрациями урана и радия (урановых жил, слоев, обогащенных ураном и/или радием и т.п.), и залегающих на глубине 50, 100, 200 и даже 500 м [Косьянчук 2011]. Иногда такие предположения выдвигаются даже при

исследовании фоновых радоновых полей (без четко выраженных аномалий), т.е. приповерхностные отложения вообще не рассматриваются как эманлирующие объекты, а присутствие практически любых количеств радона в приповерхностных отложениях полностью приписывается глубинным источникам. Например, в работе [Спивак и др., 2008] рассматривается полигон, расположенный в пос. Михнево, в пределах которого объемная активность радона в подпочвенном воздухе составляет первые кБк/м³, то есть является фоновой. Однако при этом выдвигается предположение, что источником формирования радонового поля выступают юрские глины с повышенными концентрациями радия, залегающие в исследуемом районе на глубине около 200 метров. Иными словами, предполагается, что скорость вертикального газопереноса в водонасыщенной толще осадочных отложений чехла, учитывая период полураспада радона, составляет минимум 20 м/сут, что является неправдоподобно высоким значением, особенно для платформенной территории. Как указывалось выше, данные многочисленных поисковых исследований свидетельствуют, что максимальная скорость переноса радона в геологической среде редко может превышать 0,5-0,8 м/сут. Для объяснения аномально высоких скоростей переноса радона в земной коре ряд авторов [Паровик и др., 2008, Косянчук 2011], выдвигают гипотезу «супердиффузии радона во фрактальной среде». Этот процесс пока слабо изучен. Очевидно, что если бы «супердиффузия» была бы широко распространена в земной коре, то, скорее всего, специалисты столкнулись бы с этим явлением при поисках и разработке газовых месторождений, оборудовании подземных газохранилищ и т.п., однако в литературе никаких свидетельств о существовании «супердиффузии» газов в геологической среде не найдено. Не наблюдается «супердиффузия» и в лабораторных опытах. Иными словами, получается, что явление «супердиффузии» характерно только для переноса радона и только в геологической среде.

Перечисленные выше, гипотезы формирования радоновых аномалий глубинными флюидными потоками предполагают, во-первых, наличие таких вертикально направленных трансграничных флюидных потоков, пронизывающих геологическую среду от недр до земной поверхности, и, во-вторых, крайне высокие скорости конвекции газов в этих потоках. Такие условия в принципе могут иметь место в горно-складчатых сейсмически активных областях. Однако, существование перечисленных выше предпосылок на древних платформах маловероятно, о чем говорит вся накопленная к настоящему моменту совокупность геологических знаний. Действительно, в осадочных отложениях чехла древних платформ (возможно, за исключением их активизированных участков), преобладает субгоризонтальный массоперенос по слоям хорошо проницаемым пород, залегающим горизонтально или со слабым уклоном, разделенным слабопроницаемыми отложениями. Вертикальная миграция газовой

жидких флюидов в таких условиях затруднена. Тектонические разломы в классическом понимании этого термина, т.е. зоны разрушенных, раздробленных горных пород, по которым происходили бы длительные дифференцированные смещения крыльев, и которые могли бы быть каналами переноса флюидов, в пределах платформ как таковые отсутствуют [Макаров и др., 2007]. Разломы фундамента, именно как разломы, редко прослеживаются даже в низах осадочного чехла, а в верхней его части, как правило, выражены только в виде флексур и плавных изгибных деформаций, которые часто невозможно зафиксировать обычными методами, применяемыми в геологии. В этой связи В.М. Макаров с коллегами [2007] выделяет на платформах только т.н. геодинамически активные зоны – ослабленные зоны, в пределах которых происходят плавные знакопеременные изгибные деформации, отражающие неотектоническую и современную геодинамическую обстановку. В литературе подобные структуры называют также «структурно-линеamentными зонами» [Разломы..., 2007], «платформенными разломами» [Кузьмин 2009], «геодинамическими зонами» [Селюков, Стигнеева 2010], однако в эти термины вкладывается близкий смысл. Структурный план платформ за фанерозойское время претерпел значительные изменения, особенно на неотектоническом и современном этапе, благодаря чему положение в пространстве и направление простираения древних разломов фундамента и современных геодинамически активных зон, чаще всего, не совпадает [Юдахин и др., 2003]. Геологическая среда в пределах геодинамически активных зон характеризуется несколько повышенной водо- и газопроницаемостью, однако, их нельзя представлять в виде четко ограниченных в пространстве, узких зон дробления пород, резко отличающихся по своим свойствам от вмещающего массива, как это делается некоторыми авторами. Сквозной поток флюидов от фундамента до дневной поверхности в этих зонах маловероятен. По сути, представления о глубинных флюидных потоках на платформах являются результатом «механического», формального переноса результатов исследований эманационных полей, полученных в условиях складчатых областей (лишенных осадочного покрова, характеризующихся активной геодинамикой, высоким геотермическим градиентом) на условия древних платформ. Однако такой подход неправилен. По крайней мере, аналогии здесь следует применять с большой осторожностью. Кроме того, все эманационные исследования проводятся в самой приповерхностной части геологической среды, на глубине не более 1 м, и, строго говоря, не позволяют строить предположения о поведении радона в более глубоких горизонтах. При этом отличить «глубинный» радон от радона, образовавшегося непосредственно в приповерхностных отложениях, невозможно. Учитывая упоминавшуюся выше скудность данных, выводы о существовании «глубинных» газовых потоков чаще всего являются

умозрительными гипотезами, недостаточно убедительными и слабо подтвержденными фактами.

В этой связи выдвигаются иные гипотезы и предположения о механизмах формирования радоновых аномалий на платформах. Оригинальная гипотеза предложена Е.И. Селюковым и Л.Т. Стигнеевой в рамках разрабатываемого ими нового научного направления, основанного как на их собственных исследованиях, так и на идеях Ю.С. Рябоштана, и называемого авторами микрогеодинамикой [Селюков, Стигнеева 2010]. Авторами развивается представление о приповерхностном слое геологической среды как об области, являющейся индикационной системой особого рода, обладающей рядом уникальных свойств, которые отсутствуют в более глубоких горизонтах массива. Приповерхностная область является ареной взаимодействия глубинных энергопотоков с космическими, экзогенными динамическими полями, гидросферой и представляет собой высокодинамическую среду – «кипящий геодинамический слой» [Николаев 1988, Рябоштан 1983]. Она постоянно находится в неравновесии и, обладая ярко выраженными синергетическими свойствами, такими как иерархия, дискретность, формирует собственную геодинамическую структуру. Таким образом, самый верхний слой покровных отложений повсеместно находится в постоянно меняющемся текущем напряженно-деформированном состоянии. Основными источниками сил влияющих на поверхностный слой являются различные динамические системы, связанные с приливными, ротационными, изостатическими и глубинными тектоническими процессами. Особое место в этом ряду занимает циклическая неравномерность вращения Земли. В современную геодинамическую эпоху за счет интерференции перечисленных силовых полей, образуются так называемые геодинамические зоны, т.е. линейно вытянутые участки горного массива, где в наибольшей степени происходят изменения значений современных полей напряжений в приповерхностном слое. К геодинамическим зонам, по данным авторов, и приурочены различные геофизические и геохимические аномалии, в том числе, аномальные колебания земной поверхности, регистрируемые высокоточными геодезическими методами, газовые аномалии, аномалии радонового поля. К ним также приурочены выбросы газов и горные удары в шахтах. С позиций данной гипотезы, эманационные аномалии над разломами, перекрытыми толщей ненарушенных отложений большой мощности, объясняются не разгрузкой глубинных газовых потоков, а локальной дегазацией непосредственно поверхностного слоя, происходящей вследствие деформации покровных отложений, которые активно реагируют на малейшие изменения напряженно-деформируемого состояния среды, вызываемые, в том числе, влиянием разлома. Таким образом, аномалию формирует радон, выделяющийся из покровных отложений, а не из тектонических зон. Связь же аномалий радона с разломами в фундаменте

будет наблюдаться только на тех участках, где по тем или иным причинам геодинамические зоны совпадают с разломами в фундаменте.

Таким образом, данная гипотеза позволяет объяснить аномалии радона на платформах, не прибегая к предположениям о существовании глубинных газовых потоков и неправдоподобно высоких скоростей переноса газов в геологической среде, что, несомненно, является ее преимуществом. Вместе с тем, «микрogeодинамика», как новое направление, пока имеет в основном эмпирическую базу, основанную на результатах многочисленных натуральных наблюдений и измерений, полученных ее авторами в основном в пределах Донецкого кряжа, в Крыму и в Москве. Теоретическая же часть разработана недостаточно, и требует дальнейшего развития. Кроме того в ней есть моменты, дискуссионные с точки зрения классических геодинамических представлений.

Ряд исследователей предпочитают в построениях теории формирования радонового поля придерживаться классических позиций, основанных на точно установленных законах радиоактивного распада, эманирования, и переноса радона в геологической среде, полученных в ходе наиболее серьезных исследований при поисках урана. Вслед за Г.Ф. Новиковым [1989] и другими исследователями, полагается, что радоновое поле в приповерхностной части геологической среды, где выполняется подавляющая часть эманационных измерений, формируется за счет эманирования непосредственно приповерхностных грунтов, залегающих выше уровня грунтовых вод (в зоне аэрации) [Микляев 2002, Климшин и др., 2010, Гулабянц, Заболоцкий 2004, 2004а]. Так, Л.А. Гулабянц и Б.Ю. Заболоцкий [2004, 2004а], вводят понятие «активного слоя», т.е. приповерхностного слоя грунта, за счет эманирования которого формируется подавляющая часть потока радона с поверхности грунта в атмосферу. Мощность активного слоя оценивается в 0,5-10,0 м в зависимости от проницаемости грунтов и положения уровня грунтовых вод. Именно этот приповерхностный слой, по мнению авторов, определяет всю «кухню» формирования потока радона из грунтов. Существование на платформах дальнего трансграничного переноса радона из более глубоких слоев ставится под сомнение, или полностью отрицается, т.к. убедительные фактические данные, указывающие на данный процесс, отсутствуют. Последнее утверждение вытекает также из анализа результатов исследований газовой фазы почв в почвоведении, где газовый состав почвенной атмосферы и его динамика в пределах равнинных (платформенных) территорий также объясняются без привлечения дальнего трансграничного переноса газов, в том числе дегазации недр, которой уделяется столько внимания в геологической литературе. При этом исследования газовой фазы почв ведутся на тех же глубинах, что и эманационные (от поверхности до глубины 1,0-1,5 м), и объект исследований один и тот же – подпочвенный воздух. Правда, в почвоведении не

исследуют радон, т.к. этот газ никак не связан ни с плодородностью почв, ни с жизнедеятельностью растений и почвенных организмов. Однако, что касается таких газов как метан, водород, углекислый и угарный газы, то основным их источником в почвенной атмосфере считается газогенерация почвенной биотой, а динамика и пространственная неоднородность газовых полей объясняется изменением свойств и состояния почвенного слоя [Смагин 2005, Добровольский 2003]. То есть существуют все основания утверждать, что пространственная неоднородность и динамика радонового поля также определяются свойствами приповерхностного «активного» слоя, определяющими интенсивность эманирования, и скорость выноса радона в атмосферу. Радоновые аномалии могут быть объяснены изменением свойств (удельной активности радия, проницаемости), и локальным увеличением мощности активного слоя. Такие условия с большой долей вероятности могут осуществляться в геодинамически активных зонах платформ, где грунтовый массив находится в неустойчивом, аномальном напряженно-деформируемом состоянии и характеризуется повышенной проницаемостью.

В зарубежной литературе также преобладают представления о формировании радонового поля на глубине 0,8-1,0 м исключительно за счет эманирования приповерхностных горных пород и рыхлых отложений, по крайней мере, в исследованиях, посвященных оценке радонового потенциала территорий, трансграничный перенос глубинного радона нигде не упоминается [Neznal et al., 2004; Price & Gelman, 2004; Kemski, 2001; Sainz et al., 2009; Ielsch et al., 2010; Gruber et al., 2013; Guida et al., 2013; Ielsch et al., 2011; Bossew, 2014].

1.3.5 Временные колебания радонового поля

Многочисленные исследования показали, что радоновое поле крайне чувствительно к любым, даже самым слабым, внешним воздействиям, таким как колебания метеоусловий, флуктуации газопроницаемости грунтов и почв, изменения напряженного состояния массива грунтов и т.п. В результате объемная активность радона в подпочвенном воздухе и плотность потока радона с поверхности грунтов постоянно и, на первый взгляд, закономерно изменяется во времени, что затрудняет интерпретацию результатов как разовых эманационных съемок, так и мониторинговых исследований. В последнее время появляется все больше публикаций, посвященных данной проблеме. Пожалуй, первые известные в литературе длительные режимные наблюдения за объемной активностью радона в подпочвенном воздухе были выполнены в середине 1940-х годов в США (Фордсхемский университет, Нью-Йорк). Измерения ОА радона проводились непрерывно более двух лет с 1944 до 1946 года, на

глубинах 0,25; 0,75; 1,5 и 2,0 м [Kovach 1944, 1945, 1946]. В результате было установлено, что радоновое поле, особенно в поверхностных слоях, подвержено значительным временным флуктуациям, затухающим с глубиной. Отмечается, что содержание радона в почвенном воздухе качественно соответствует изменению метеорологических факторов. Обледенение поверхности земли способствует накоплению радона в почве [Kovach 1945]. Долгое время это были единственные результаты режимных измерений ОА радона в почвенном воздухе, опубликованные в открытой печати.

Исследования временных флуктуаций концентрации почвенного радона получили новое развитие в 1960-70-х годах в связи с появлением интереса к радону как индикатору напряженного состояния пород земной коры и предвестнику землетрясений, как в нашей стране, так и за рубежом. В последние годы мониторинговые исследования радонового поля развиваются в связи с геоэкологическим аспектом проблемы. Результаты этих исследований [Рудаков 1985, 1986, 2009; Абдувалиев, и др., 1988; Басеняц и др., 1988; Жданова, Рудаков 1997; Фирстов 1999; Фирстов, Рудаков 2003; Фирстов и др., 2003; Зуевич и др., 2008; Гулабянц, Заболоцкий 2001; Заболоцкий 2005; Спивак и др., 2008; Воеводин, Кургуз 2012; Климшин 2012; Seminsky & Bobrov 2013; King, 1978; Toutain & Vaubron 1999; Cicerone et al., 2009] показали что колебания радонового поля носят сложный характер, с трудом поддающийся расшифровке. Установлено, что наряду с флуктуациями радонового поля, связанными с действием комплекса метеорологических факторов и состоянием (прежде всего влажностью) поверхностного грунтового слоя, во временном ходе радонового поля выделяются различные периодические колебания. Как короткопериодные (суточные, 4, 14 и 27 суточные), так и отвечающие годовому (сезонному), полуторагодовому периоду, спектральный анализ позволил также выявить периоды в 2, 4, 6, и 10 лет. В целом эти периоды, по-видимому, отвечают периодам изменения напряженно-деформированного состояния земной коры в связи с лунно-солнечными приливными явлениями, неравномерностью скорости вращения Земли. Кроме того, отчетливо зафиксирована реакция радонового поля на подготовку и реализацию крупных землетрясений, причем, реакция радонового поля часто фиксируется в пунктах, расположенных на удалении в тысячи и даже десятки тысяч километров от эпицентра [Бондаренко и др., 1989; М. Табет Салем 2008; Рудаков 2009; Белецкая и др., 2009, 2010; Seminsky & Bobrov 2013; King 1978].

В целом можно сделать вывод, что радоновое поле испытывает весьма существенные временные колебания, обусловленные, тремя группами факторов, которые условно можно назвать «поверхностными», «планетарными» и «геодинамическими». К первой группе относятся такие факторы как изменение атмосферного давления, температуры воздуха и почв, влажности почв, промерзание грунтов. Влияние этих факторов вызывает относительно

короткопериодные колебания радонового поля. Планетарные факторы, такие как неравномерность скорости вращения Земли, приливные явления, вызывают деформации приповерхностного слоя грунтов, что обуславливает сложную интерференционную картину периодических колебаний радонового поля. Геодинамические факторы вызывают изменение напряженного состояния массива в связи с подготовкой и реализацией землетрясений, в том числе отдаленных. Механизм влияния последней группы факторов на радоновое поле пока не ясен. Вообще механизмы перемещения радона под влиянием упругих колебаний грунта при изменении сейсмических напряжений недостаточно изучены. Наблюдения, проводимые в течение многих лет, не приводят к однозначным результатам [Уткин 2000; Рудаков 2009]. Хотя очевидно, что радоновое поле каким-то образом реагирует на сейсмические напряжения, установить закономерности в этой реакции пока не удастся.

В этой связи следует упомянуть о весьма интересных результатах, полученных И.А. Козловой с соавторами, касающихся реакции радонового поля на взрывы в карьерах. Установлено [Козлова 2008], что через 3-4 часа после воздействия упругих колебаний, происходит увеличение объемной активности подпочвенного радона в пунктах наблюдения, расположенных на разных расстояниях от источника колебаний (взрыва). Анализ возможных механизмов увеличения объемной активности подпочвенного радона, к которым относятся: изменение объема трещинно-порового пространства, образование и схлопывание трещин; изменение мощности генерирующего пласта за счет изменения уровня грунтовых вод и поступление радона из отдаленных областей, показал, что они не могут однозначно объяснить наблюдаемые вариации объемной активности радона. Возможно, при воздействии упругих колебаний происходит частичное высвобождение из пород связанного или адсорбированного радона [Козлова 2008], однако этот вопрос требует дальнейшего изучения.

В целом анализ литературы показывает, что закономерности временных колебаний радонового поля до настоящего времени до конца не ясны, а имеющиеся данные часто противоречивы. В разных исследованиях часто фиксируется совершенно разный спектр колебаний, выявить какой-либо основной фактор или группу факторов, в наибольшей степени влияющий на радоновое поле, не удастся. Кроме того, следует отметить, что режимные наблюдения чаще всего проводятся на какой-то одной глубине, максимум двух глубинах (кроме самых первых, проведенных в США в 1940-е годы), что не позволяет получить стационарные распределения радона в грунтовом профиле. Не проводилось также совместных режимных наблюдений ОА радона в подпочвенном воздухе и плотности потока радона с поверхности грунта, т.е. полного набора параметров радонового поля. Такие исследования позволили бы получить наиболее полную информацию о пространственно-временном распределении

радонового поля, весьма важную для моделирования поведения радона в приповерхностной зоне. Очевидно, что полагаться модели по одной - двум точкам, или по нестационарным вертикальным распределениям радона, полученным в случайный момент времени, некорректно.

1.4 Существующие подходы к оценке потенциальной радоноопасности территорий

Цель оценки потенциальной радоноопасности территорий – установить возможность формирования на данной территории повышенного потока радона, поступающего в помещения будущего здания. Оценка потенциальной радоноопасности может проводиться как для крупных территорий с целью оценки доз облучения населения радоном, для регионального планирования и управления и т.п., так и для отдельных участков строительства для обеспечения превентивных мер по защите от радона при проектировании зданий. Следует отметить, что задачи и проблемы картирования крупных территорий по степени радоноопасности и оценки потенциальной радоноопасности непосредственно участков строительства, несмотря на различия в масштабах и методах исследований, тесно связаны между собой. Очевидно, что проведение оценки потенциальной радоноопасности отдельного участка строительства невозможно (или, по крайней мере, весьма затруднительно) без знания общей радиоэкологической, геохимической, геологической, геодинамической ситуации на исследуемой территории. В тоже время, региональные карты радоноопасности строятся так или иначе на основе обобщения результатов измерений на отдельных участках (в отдельных зданиях). Таким образом, картирование радоноопасности крупных территорий и оценка радоноопасности на отдельных участках являются сопряженными видами исследований.

1.4.1 Картирование потенциальной радоноопасности крупных территорий

Картирование радоноопасности крупных территорий получило основное развитие в западных странах (США, Канада, ЕС, Австралия и др.). Как было указано выше, за рубежом преобладают подходы, основанные на измерениях и картировании объемной активности радона в помещениях. В США под эгидой Агентства по защите окружающей среды США – United States Environmental Protection Agency (US EPA) создана Карта радоновых зон (Map of Radon Zones). Карта охватывает всю территорию страны, и представлена в «открытом доступе» на сайте агентства. (<http://www.epa.gov>). Базовой территориальной единицей при составлении Карты является округ (графство). Каждый из 3141 округов США отнесен к одной из трех зон (красной, оранжевой или желтой) в зависимости от радонового потенциала территории.

Красной зоне соответствует высокий радоновый потенциал, оранжевой зоне – средний, а желтой зоне – низкий радоновый потенциал. Радоновый потенциал оценивается количественно для каждого округа (графства) по величине прогнозируемого среднего уровня радона внутри помещений (predicted average indoor radon screening level). Эта величина представляет собой среднее геометрическое значение концентрации радона в воздухе помещений, расположенных в округе (в пикокюри на литр), скорректированное с учетом структуры имеющихся фактических данных, неопределенностей результатов измерений, геологического строения территории, проницаемости грунтов, данных аэро-гамма-съемки, типа фундамента зданий [Price & Gelman 2004]. При значениях прогнозируемого среднего уровня радона внутри помещений более 4 пКи/л (148 Бк/м³), радоновый потенциал территории считается высоким; если эта величина находится в диапазоне от 2 до 4 пКи/л (74 –148 Бк/м³) – говорят о среднем радоновом потенциале, низкий радоновый потенциал присваивается территориям, для которых характерны значения прогнозируемого среднего уровня радона внутри помещений 2 пКи/л и ниже. Как указано на сайте US EPA, основой карты являются геологические провинции, однако, для удобства практического использования, границы геологических провинций были адаптированы к границам графств. Таким образом, зоны с различным радоновым потенциалом разделяются административными границами. Несмотря на всю условность, использование административных границ очень удобно, т.к. их положение четко определено не только на карте, но и непосредственно на местности, чего не скажешь, например, о геологических границах.

В Европе принят несколько иной подход к картированию радоноопасности территорий. Так, например, в Великобритании под эгидой Агентства здравоохранения и Британской геологической службы были построены карты радоноопасности Англии и Уэльса, Шотландии, Северной Ирландии, которые называются буквально Картами районов, подверженных радону (Map of Radon Affected Areas). Для построения карт вся территория была разбита на квадраты («элементарные ячейки») размером 1х1 км в соответствии с национальной сетью координат, в каждом квадрате определен процент домов, в которых концентрация радона превышает так называемый «А» уровень или уровень Действия (Action level), составляющий 200 Бк/м³. Квадраты закрашены различными оттенками коричневого цвета (от светлого до темного) в зависимости от процента домов в которых концентрация радона превышает уровень «А». Всего выделено 5 градаций: 1-3%; 3-5%; 5-10%; 10-30; более 30%. Квадраты, в которых дома с концентрацией радона выше 200 Бк/м³ составляют менее 1 %, считаются неподверженными воздействию радона, и окрашены в белый цвет [Miles et al., 2007]. В случае недостаточности данных, отнесение квадрата к той или иной градации проводится на основе экстраполяции с

учетом имеющихся данных по соседним квадратам и информации о геологическом строении территории с привлечением точных цифровых карт четвертичных отложений и коренных пород масштаба 1:50 000 [Miles & Appleton 2005]. Таким образом, получают довольно детальные карты радоноопасности (более детальные, чем в США), позволяющие оконтурить наиболее опасные районы, где при строительстве зданий рекомендуется предусматривать специальные меры по защите от радона [Miles et al., 2007].

В Европейском Союзе Карта концентрации радона в помещениях в настоящий момент продолжает уточняться и дополняться. В данном случае существуют дополнительные проблемы, связанные с различной степенью однородности данных, применением разных протоколов, методов и средств измерений, а также системой защиты данных, существующих в разных странах Союза. В целом подход, принятый в Европе, основан на разбиении территории в соответствии с координатной сеткой на регулярные «элементарные» ячейки (квадраты) размером 10x10 км и присвоении каждому квадрату определенного значения среднегодовой концентрации радона на первых этажах жилищ [Gruber et al., 2013]. До 2012 года в единую карту были включены данные из 24 стран, но полнота представленных данных различается в зависимости от статуса национальных исследований по мониторингу радона в тех или иных странах. Даже в странах, где исследования проводились с хорошей пространственной регулярностью остаются неисследованные районы [Tollefsen et al., 2011].

Общим недостатком перечисленных выше карт является то, что все они основаны на результатах т.н. «скрининга» (screening), т.е. массовых, но кратковременных (иногда «мгновенных») измерений концентрации радона в воздухе помещений, в ходе которых продолжительность пробоотбора составляет от нескольких минут до 2 суток. Между тем, «мгновенная» (или «кратковременная») концентрация радона в помещениях весьма изменчивая величина, зависящая от сочетания множества «сиюминутных» факторов, прежде всего от режима проветривания помещения, и, чаще всего, не отражает среднегодовую концентрацию радона в помещении. Для картирования же радонового риска необходимо оперировать среднегодовым значением содержания радона в помещениях зданий с установленной величиной её неопределенности. Переход от мгновенных («скрининговых») концентраций радона к среднегодовым представляет собой сложную, пока до конца не решенную задачу, что не позволяет перейти от карт концентраций радона в помещениях к оценке радонового риска. Кроме того, «радоновая ситуация» в домах определяется не только геологией, но, в значительной степени, строительными характеристиками зданий, годом постройки, состоянием, поведением жителей и т.д. Все эти факторы трудно учитывать и они приводят к большим

неопределенностям в получаемых результатах. Поэтому эти данные могут быть полезными только в качестве дополнительной информации.

В этой связи в Европе последнее время все больше внимания уделяется исследованиям геологической среды как основного фактора радоноопасности. Предполагается, что выделение радона из геологической среды – наиболее стабильный фактор, определяющий радоноопасность, не столь существенно изменяющийся во времени, и в меньшей степени зависящий от случайных антропогенных факторов, таких, например, как режим проветривания помещений [Gruber et al., 2013]. В рамках этого направления ведется поиск таких параметров геологической среды, которые могли бы отражать усредненное поступление радона в некий «стандартный» дом. В настоящее время в рамках Европейского Атласа естественной радиации ведется разработка единой Карты геологического радонового потенциала (geogenic radon potential). В настоящий момент европейские исследователи работают над проблемами организационного, правового и научного характера, среди которых, прежде всего, следует отметить существенную неоднородность входных наборов данных, представляемых участвующими странами, трудности с определением «входных переменных», т.е. параметров, характеризующих радоноопасность, отсутствие единства процедур отбора проб, методов и протоколов измерений и т.п [Gruber et al., 2013].

В России, как указывалось выше, пока не накоплено достаточно данных, чтобы проводить картирование концентраций радона в помещениях в пределах крупных территорий, в связи с чем, необходимо развивать методы и подходы связанные именно с геологическим потенциалом радоноопасности, с целью дальнейшего наполнения и уточнения карты данными по концентрации радона в помещениях. Однако, к сожалению, единственным примером составления подобной карты пока остается упомянутая выше Карта потенциальной радоноопасности России [Смыслов и др., 1994, Максимовский и др., 1995], составленная 20 лет назад в обзорном масштабе (1:10 000 000), не предусматривающем ее практическое применение.

Таким образом, разработка принципов картирования потенциальной радоноопасности крупных территорий, основанных на анализе геологической среды, является актуальной задачей, стоящей перед современной радиационной геоэкологией во всем мире.

1.4.2 Оценка потенциальной радоноопасности отдельных участков строительства

Основная проблема оценки радоноопасности отдельных участков строительства – это выбор признаков радоноопасности, т.е. показателей среды, свидетельствующих о возможном повышенном поступлении радона в проектируемые здания, и определение критериев оценки.

Как показывает отечественный и зарубежный опыт, выбор таких критериев, которые в действительности отражали бы вероятность повышенного поступления радона из грунтов в помещения здания – непростая задача. Выработка единого количественного критерия или комплекса критериев для оценки потенциальной радоноопасности отдельных участков сталкивается с множеством трудностей и противоречий. В мировой практике существует несколько подходов к решению данных задач. В качестве основного признака радоноопасности в ряде стран наиболее широко применяется среднее значение объемной активности радона (ОАР) в подпочвенном воздухе на глубине 0,5-1,0 м от поверхности [Clarkin & Brennan 1991; Akerblom 1999]. В качестве критерия для отнесения участка строительства к радоноопасной категории во многих странах принято превышение ОАР в подпочвенном воздухе значения 50 кБк/м³. Хотя в Швеции, например, радонозащитные мероприятия предусматривают при уровне ОАР, равном 10 кБк/м³, а при ОАР, равной 50 кБк/м³, требуется усиленная защита от радона. Однако этот критерий обладает рядом недостатков, к которым относятся, прежде всего, отсутствие учета параметров переноса радона в массиве грунтов (при одинаковой объемной активности радона в подпочвенном воздухе поступление радона в здание может существенно различаться в зависимости от проницаемости грунта). Кроме того, при данном подходе возникает дополнительная неопределенность при глубине заложения фундамента более 1 м, т.к. очевидно, что объемная активность радона в грунтовом воздухе с глубиной может существенно изменяться.

Другим широко распространенным в мире подходом к оценке радоноопасности является использование в качестве основного признака радоноопасности повышенных значений ОА радона в существующих зданиях, расположенных на прилегающей к строительной площадке территории [Климшин, Рыбаков 2007]. В данном случае критерием оценки является превышение нормативной величины среднегодовой ОА в помещениях, принятой в той или иной стране (от 100 до 400 Бк/м³). Данный подход обладает, на первый взгляд, определенным преимуществом, т.к. позволяет оценивать радоноопасность на основе прямого критерия, характеризующего риск возникновения вредных эффектов. Однако это преимущество только кажущееся. Во-первых, как это отмечалось выше, ОА радона в помещениях сильно зависит от характеристик конкретного здания и конкретного помещения (конструкции, концентрации радия в строительных материалах, режима вентиляции, характера деятельности людей и т.п.). То есть, ОА радона в соседних зданиях это все равно косвенный признак радоноопасности площадки, соответственно, и критерий оценки в данном случае нельзя считать прямым. Во-вторых, результаты измерения ОА радона в помещениях подвержены существенным и трудно учитываемым временным колебаниям, причем оценка среднегодового значения ОА радона по

результатам разовых измерений является непростой задачей [Цапалов, Маренный 2014]. Данный подход, по-видимому, применим только для региональных оценок в рамках крупных площадей, но не эффективен для оценки радоноопасности отдельных участков (зданий).

Еще одним подходом, претендующим на высокую достоверность, является оценка радонового индекса (RIN, RI, RP) – комплексной характеристики, учитывающей величину ОА радона в подпочвенном воздухе и проницаемость почвы [Gruber et al., 2013]. В разных странах по разным причинам формула имеет различный вид. В целом уравнение для расчета радонового индекса (потенциала) можно представить в обобщенном виде:

$$RP = f(C_{Rn}, k), \quad (3)$$

где RP – радоновый индекс (потенциал), C_{Rn} – объемная активность радона в грунтового воздухе на глубине 0,5-1,0 м (Бк/м³); k – проницаемость грунтов м².

В США применяют формулу следующего вида [Clarkin & Brennan 1991]:

$$RIN = 10 * C_{Rn} * \sqrt{k}, \quad (4)$$

В Чехии, и в некоторых других странах Европы используют формулу, предложенную Мартином Нежналом [Neznal et al., 2004; Нежнал и др., 2009], которую в Европе уже называют «формулой Нежнала»:

$$PR = \frac{C_{Rn}}{-lgk-10} \quad (5)$$

Обозначения в формулах 4 и 5 те же, что в формуле 3.

Исследования, проведенные в штате Нью-Йорк, показали хорошую корреляционную зависимость между RIN и ОАР в воздухе помещений [Clarkin & Brennan 1991]. Однако, полевое или лабораторное измерение проницаемости почвы весьма проблематично (достаточно сказать, что непосредственные измерения выделения радона из почвы часто менее трудоемки и более достоверны, чем методы определения проницаемости почв), что накладывает ограничение на применение метода на практике. При этом в мире отсутствует система стандартизации измерений газопроницаемости почвы (грунта), что затрудняет возможность сравнения данных проницаемости, полученных разными методами [Neznal et al., 2006]. При этом не снимается проблема временных колебаний, как объемной активности радона, так и проницаемости

грунтов, а также вопрос о достоверности оценки при заглублении фундамента на глубину более 1 м.

Широкие исследования на эту тему были проведены в Чешской республике компанией RADON v.o.s., совместно с факультетом естественных наук Карлова университета в Праге и Чешской геологической службой под эгидой Государственного офиса ядерной безопасности [Neznal at al., 2006; Нежнал и др., 2009]. Главной задачей исследований была разработка нового унифицированного метода для оценки вероятности проникновения радона из грунтов основания в здания, основанного на определении радонового индекса участка застройки. При разработке метода учитывались новейшие результаты, полученные в процессе исследований в рамках Радоновой Программы в Чешской республике. Исследовались статистическая достоверность измерений объемной активности радона в подпочвенном воздухе, методов отбора проб подпочвенного воздуха, определения проницаемости почвы, скорость эксхалляции (плотности потока) радона с поверхности почвы, сравнение одиночных и повторяющихся измерений концентрации радона в подпочвенном воздухе, изучались геологические условия, которые оказывают влияние на оценку радонового потенциала и радонового индекса. Оценка радонового индекса (RI) участка строительства (в трех градациях – низкий, средний и высокий) проводится на основании результатов измерения объемной активности радона в подпочвенном воздухе на глубине 0,8 м, с учетом проницаемости грунта на участке (непосредственно измеренной или определенной путем экспертной оценки). В качестве основного признака потенциальной радоноопасности участка используют объемную активность радона в подпочвенном воздухе, при этом предлагаются следующие критерии оценки. Участок классифицируется как радоноопасный (высокий радоновый индекс) в случае если объемная активность радона превышает значение 30 кБк/м^3 при высокой проницаемости почвы, 70 кБк/м^3 при средней, и 100 кБк/м^3 при низкой проницаемости почвы. Радоновый индекс участка застройки (RI) применяется для зданий с глубиной заложения фундамента не более 0,8 м. При заглублении фундамента более чем на 0,8 м, авторы предусматривают проведение детальной радоновой разведки и определение радонового индекса строения (RB). Радоновый индекс здания определяется на основании информации о геологическом строении участка, содержании в грунтах радия и их проницаемости на глубину заложения фундамента, потенциальном увеличении с глубиной концентрации радона в подпочвенном воздухе. Как указано авторами проекта, определение радонового индекса здания (RB) выполняется отдельно, строительными экспертами [Neznal at al., 2006; Нежнал и др., 2009].

В России оценка потенциальной радоноопасности входит в комплекс инженерно-экологических изысканий для строительства в качестве одного из видов исследований

[Инженерные изыскания... 2012]. Строительными нормами регламентируется как территориальное зонирование крупных площадей (на предпроектном этапе), так и оценка радоноопасности отдельных участков строительства, на практике, однако, выполняется только второй вид работ. В качестве основного признака потенциальной радоноопасности участков строительства в России используется величина плотности потока радона (ППР) с поверхности грунта [Инженерные изыскания... 2012; Радиационный... 2009]. Теоретически эта величина наиболее информативна т.к. может непосредственно характеризовать интенсивность выделения радона из грунта (т.е. нет необходимости в оценке проницаемости грунтов) и практически привлекательна, т.к. может и явилась основой для создания системы оценки радоноопасности участков под строительство в такой большой и разнородной по условиям стране, как Россия [Крисюк и др., 1996/97; Павлов и др., 2003; Маренный и др., 2006].

В качестве критерия оценки радоноопасности участка, при превышении которого необходимо внесение в проект здания или сооружения радонозащитных мер, нормативными документами регламентировано значение $80 \text{ мБк/м}^2\text{с}^{-1}$ для жилых и общественных зданий и $250 \text{ мБк/м}^2\text{с}^{-1}$ – для промышленных [Основные... 2010; Радиационный... 2009].

Однако, несмотря на привлекательность использования величины ППР с поверхности грунта как признака потенциальной радоноопасности, опыт исследований показывает, что у этого параметра есть ряд весьма существенных недостатков. Плотность потока радона с поверхности грунта сложным образом зависит от свойств и состояния приповерхностного слоя почв и грунтов, метеорологических условий в момент проведения измерений (температуры воздуха и почвы, атмосферного давления), количества осадков, и других факторов. Причем, систематизированные данные о характере влияния природных факторов на величину ППР, об амплитуде короткопериодных колебаний ППР отсутствуют. Как было установлено автором данной работы, случайные временные колебания плотности потока радона могут приводить и часто приводят к тому, что в разные моменты времени один и тот же участок может быть оценен и как радоноопасный, и как безопасный с точки зрения радона. Кроме того, неизвестно насколько плотность потока радона с поверхности грунта будет характеризовать ситуацию в случае заглубления фундамента здания хотя бы да 1,5-2,0 м. Все эти вопросы до настоящего времени не решены и вызывают дискуссию в среде специалистов, основные положения которой приведены в работе [Маренный 2008].

Критический анализ показывает, что описанный выше подход к оценке потенциальной радоноопасности участков строительства был разработан без должного практического опыта, и слабо обоснован теоретически. Впрочем, это во многом касается и подходов, принятых в зарубежных странах. Фактически в основе всех существующих подходов к оценке

радоноопасности лежат следующие допущения. Во-первых, предполагается однородность распределения параметров радонового поля в геологическом разрезе по глубине, т.е. предполагается, что ППР, измеренная на дневной поверхности (ОА радона на глубине 0,8 м), и ППР из грунтов основания в подземную часть здания (ОА радона на глубине заложения фундамента здания) совпадают. Во-вторых, предполагается, что параметры радонового поля приповерхностных грунтов (ППР с поверхности грунта или ОА радона на глубине 0,8-1,0 м), относительно постоянны во времени. То есть погодные и др. условия во время проведения измерений слабо влияют на результат, а неопределенность результатов однократных измерений этих параметров, выполненных в случайный момент времени, не превышает погрешности метода (около 30%).

Перечисленные допущения фактически предполагают существование постоянного во времени и непрерывного в пространстве (неизменного по глубине) потока радона из недр (или, по крайней мере, с достаточно больших глубин) к земной поверхности. Однако такие представления, как показано выше, слабо согласуются с тем багажом знаний о радоне в геологической среде, который мы имеем на сегодняшний день. Сложившееся положение определяет необходимость разработки научных основ оценки потенциальной радоноопасности платформенных территорий и создания в перспективе на этой основе новой системы нормативно-методических документов, что и определило тематику данной работы.

Проведенный обзор показывает, что на данный момент:

1) Недостаточно изучено межфазовое распределение радона в приповерхностных дисперсных грунтах (основная среда, где проводятся собственно измерения радонового поля). Прежде всего, не ясны до конца закономерности выделения радона из твердой фазы грунтов (эманирование) и процессы сорбции-десорбции радона на поверхности твердой фазы.

2) Не выявлены масштабы временной изменчивости параметров радонового поля приповерхностных грунтов. Отсутствуют данные, характеризующие стационарное распределение радона по вертикальному грунтовому профилю, факторы и условия, влияющие на это распределение, в том числе глубина, с которой радон поступает к дневной поверхности.

3) Не установлены закономерности пространственного распределения радонового поля, прежде всего, радоновых аномалий, и их связь с разрывными нарушениями и геодинамически активными зонами платформ.

Задачей данной работы является проведение комплексных исследований с целью решения перечисленных проблем и разработки на этой основе научных основ оценки и разномасштабного картирования потенциальной радоноопасности территорий.

ГЛАВА 2 ИЗУЧЕНИЕ ЭМАНИРУЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ ГРУНТОВ

Эманирование горных пород играет ведущую роль в формировании эманационных полей, т.к. определяет количество свободного радона в геологической среде. В условиях закрытой системы, т.е. при отсутствии миграции свободного радона, в результате эманирования в порах породы устанавливается постоянная концентрация радона. В открытой системе свободный радон способен легко мигрировать в геологической среде в газовой фазе или будучи растворенным в поровых водах. Именно свободный радон, поступая по порам и трещинам к поверхности земли, формирует эманационные аномалии в приповерхностных горизонтах горных пород, а, проникая и накапливаясь в жилых зданиях, может представлять угрозу для здоровья человека. Знание количественных характеристик эманирования горных пород позволяет оценить количество свободного радона, генерируемого горными породами, дифференцировать фоновые радоновые поля и эманационные аномалии, оценить интенсивность поступления радона в здания.

2.1 Методы и средства определения коэффициента эманирования

Количественными характеристиками процесса эманирования являются интенсивность эманирования a_0 , эманирующая способность R и коэффициент эманирования $K_{эм}$. Интенсивность эманирования – количество свободного радона, выделяющегося в 1 с в единице объема вещества. Эманирующая способность – количество свободного радона, выделяемого 1 г вещества за время, достаточное для установления радиоактивного равновесия. Наиболее распространенной и удобной характеристикой эманирования является коэффициент эманирования, равный отношению количества свободного радона, выделяемого твердой фазой вещества единичной массы за время, достаточное для установления радиоактивного равновесия между радоном и радием ($Rn^{своб}$), к общему количеству радона, находящемуся в веществе в равновесии с радием ($Rn^{общ}$):

$$K_{эм} = \frac{Rn^{своб}}{Rn^{общ}} \quad (6),$$

Количество радона может быть выражено различными способами, например, в единицах массы, в виде количества атомов, в единицах активности (количество актов распада радона в секунду). В формуле (6) также можно использовать концентрации свободного и связанного радона (количество атомов на грамм, %, доли ед., ppm и т.п.) или удельную (объемную)

активность радона, т.е. количество актов распада радона в секунду в единице массы (объема вещества). Использование тех или иных величин определяется применяемыми методами и средствами измерений. В радиометрических измерениях удобно использовать единицы активности или удельной (объемной) активности радона.

Коэффициент эманирования обычно определяется лабораторными методами на образцах. Надежных полевых методов определения коэффициента эманирования в массиве нет. Таким образом, для определения коэффициента эманирования необходимо измерить две базовых величины: 1) активность радона, выделяющегося в поры образца грунта ($Rn^{своб}$); 2) общую активность радона в образце в состоянии радиоактивного равновесия с радием ($Rn^{общ}$), т.е. по сути, активность радия.

Существует два основных варианта определения коэффициента эманирования: эманационный и гамма-спектрометрический (или гамма-метод). В основе эманационного метода лежит непосредственное измерение активности радона, выделяющегося из образца в окружающее пространство, т.е. величины $Rn^{своб}$. При этом образец выдерживают в герметично закрытом сосуде в течение, как минимум, 14 суток для накопления в воздухе сосуда свободного радона. Затем собирают циркуляционную схему с помощью которой переводят воздух из сосуда в измерительную камеру, и измеряют активность свободного радона ($Rn^{своб}$). Общая активность радона в образце в условиях радиоактивного равновесия ($Rn^{общ}$) равна активности радия. Следовательно, для определения величины $Rn^{общ}$ измеряют активность радия в пробе. Расчет $K_{эм}$ проводят по формуле (6). Основная проблема эманационного метода – необходимость надежной герметизации измерительной системы, что требует специального оборудования, которое в настоящее время отечественной промышленностью не выпускается, а зарубежные аналоги весьма дорогостоящи. Кроме того, как показывает опыт, при обычных, кларковых концентрациях радия в грунтах и относительно малых объемах проб этот метод обладает достаточной высокой неопределенностью.

Гамма-спектрометрический метод отличается от эманационного, прежде всего, способом определения величины $Rn^{своб}$. В данном случае, образец предварительно дезманируется, т.е. выдерживается на открытом воздухе или продувается для удаления из него свободного радона, а затем гамма-спектрометрическим методом измеряется количество оставшегося в образце связанного радона ($Rn^{связ}$). Эта величина соответствует удельной активности дочерних продуктов распада радона в дезманированном образце. Затем определяют величину $Rn^{общ}$, т.е. удельную активность радия в образце. Количество свободного радона, выделившегося из образца, определяют как разность $Rn^{своб} = Rn^{общ} - Rn^{связ}$. На основе этих данных проводят расчет $K_{эм}$.

Основной проблемой всех методов определения коэффициента эманирования является измерение удельной активности радия в пробах. Радий имеет собственную линию гамма-излучения (фото-пик) в области энергии 186 кэВ. Однако эта линия находится в относительно низкоэнергетической области спектра, где значителен вклад комптоновского излучения, и характеризуется слабым квантовым выходом (около 3,5 %), кроме того в области энергии 186 кэВ существует также гамма-линия другого естественного радионуклида – ^{235}U , всегда присутствующего во всех природных средах. Все это создает значительные трудности при измерении удельной активности радия гамма-спектрометрическим методом по линии 186 кэВ. Достаточно сказать, что энергии менее 200 кэВ вообще практически недоступны для наиболее распространенных сцинтилляционных детекторов гамма-излучения. Возможности полупроводниковых детекторов, особенно планарного типа, работающих в диапазоне низких энергий, позволяют определить интенсивность пика в области 186 кэВ, однако в данном случае встает вопрос об учете вклада в эту линию урана-235, что также является не простой задачей. Несмотря на крайне низкую активность ^{235}U в природных средах (примерно в 21 раз ниже, чем у ^{238}U), эта линия обладает высоким квантовым выходом, благодаря чему вклад ^{235}U в общий пик в области 186 кэВ может достигать 40 % и более. Для учета этого вклада необходимо измерить активность ^{235}U или ^{238}U , соотношение которых в природных средах постоянно. Это можно сделать как с помощью альфа-спектрометрических, так и гамма-спектрометрических методов. Гамма-спектрометрические измерения можно проводить как по линиям самого ^{235}U (163,4, 185,7 и 205,3 кэВ), так и по линиям 766 и 1001 кэВ, принадлежащим $^{231\text{m}}\text{Pa}$ – дочернему продукту распада ^{235}U , всегда находящемуся с ним в равновесии. Уран-238, можно определить по его дочернему продукту ^{234}Th (линии 63,3 и 92,5 кэВ), который всегда находится в равновесии с ^{238}U [Тертышник, Епифанова 2004]. Выбор конкретного способа определения зависит от возможностей применяемой аппаратуры, от характеристик спектра гамма-излучения конкретной пробы, определяющегося параметрами аппаратуры, объемом пробы, ее плотностью, набором и активностью других гамма-излучающих радионуклидов в пробе, прежде всего, из радиоактивного ряда ^{232}Th . Вообще подобные измерения в природных объектах с низкими, кларковыми содержаниями урана, являются сложной спектрометрической задачей, требующей длительных кропотливых, часто многократных измерений, применения высокоточной современной аппаратуры, высокой квалификации специалистов, имеющих опыт работы с малыми активностями. Из-за относительно высоких погрешностей измерений при низких активностях, и необходимости проводить дополнительные операции для учета вклада урана, общая неопределенность результата (удельной активности ^{226}Ra в пробе), получаемого данным методом, является довольно высокой, иногда превышающей, 50% [Бахур и др., 2009].

В этой связи удельную активность радия, как правило, определяют по гамма-излучению короткоживущих дочерних продуктов распада (ДПР) радона (прежде всего ^{214}Pb и ^{214}Bi) в условиях радиоактивного равновесия. Дочерние продукты распада радона легко определяются гамма-спектрометрическим методом с хорошей точностью, однако в данном случае возникает необходимость выдерживания пробы в герметичном контейнере в течение времени, необходимого для установления равновесия между радием и радоном (обычно не менее 3 недель). Между тем, как показывает опыт наших исследований, надежная герметизация пробы в измерительном контейнере представляет собой серьезную проблему.

Проведенные опыты показывают, что добиться надежной герметизации стандартных пластиковых измерительных контейнеров в наиболее распространенной геометрии Маринелли практически невозможно. Накопления активности дочерних продуктов распада радона в дезманированных пробах, помещенных в такие контейнеры, не происходит при любых схемах герметизации, что подтверждается результатами А.А. Цапалова (устное сообщение). Подобный эффект может быть обусловлен как недостаточной герметизацией резьбы крышки контейнера, так и, возможно, с диффузией радона через пластиковый корпус контейнера (коэффициент диффузии радона через некоторые сорта пластика достигают весьма высоких значений) [Старик 1960]. Нами был проведен эксперимент по герметизации образцов в металлическом (алюминиевом) сосуде Маринелли, объемом 0,5 л, специально изготовленном в мастерских НИЯФ МГУ. Установлено, что в металлическом контейнере, в отличие от пластикового, происходит накопление ДПР радона, что свидетельствует о наличии диффузии радона через пластик [Микляев и др., 2006]. Однако добиться стабильной повторяемости результатов в данном эксперименте все равно не удалось, т.е. проблема герметизации крышки контейнера, так или иначе, остается. Лабораторией радиационной безопасности в строительстве НИИ Строительной Физики (Л.А. Гулабянц, А.А. Цапалов) были опробованы различные типы измерительных контейнеров разной геометрии, и в настоящее время ведется разработка герметичного измерительного контейнера в геометрии Маринелли (частное сообщение), однако, к настоящему моменту серийное производство таких контейнеров не налажено.

Таким образом, все существующие методы определения коэффициента эманирования обладают рядом недостатков, обуславливающих значительные погрешности, и для получения достоверных данных требуется проведения тщательных измерений с применением различных альтернативных методов.

В данной работе применялись модификации гамма-спектрометрического метода определения коэффициентов эманирования, основанные на применении обоих описанных выше способов. Для определения коэффициента эманирования с помощью полупроводниковых

гамма-спектрометрических комплексов, проводилась серия наборов спектра проб грунта в деэманированном виде. Возможности полупроводниковой гамма-спектрометрии позволяют в ходе одного измерения (одной серии измерений) провести полноценный анализ спектра гамма-излучения пробы, на основе которого непосредственно определить удельные активности как ^{226}Ra , так и дочерних продуктов распада радона (^{214}Bi и ^{214}Pb). Опыт показывает, что наиболее надежные результаты получаются по ^{214}Pb , т.к. его гамма-линии обладают наибольшим квантовым выходом. Полученная удельная активность ^{226}Ra характеризует общую активность радона в пробе в состоянии радиоактивного равновесия с радием ($Rn^{общ}$), в то время как удельная активность ^{214}Pb отражает активность радона, оставшегося в пробе после деэманирования ($Rn^{свз}$). Коэффициент эманирования образца рассчитывался по следующей рабочей формуле:

$$K_{эм} = \frac{A_{Ra} - A_{Pb}}{A_{Ra}} = 1 - \frac{A_{Pb}}{A_{Ra}} \quad (7),$$

где A_{Ra} и A_{Pb} – соответственно удельные активности ^{226}Ra и ^{214}Pb (Бк/кг).

Для определения коэффициента эманирования методом накопления ДПР радона использовались спектрометрические комплексы, основанные на сцинтилляционных детекторах гамма-излучения. Сцинтилляционные детекторы обладают значительно худшим энергетическим разрешением, чем полупроводниковые, и фактически измеряют только усредненную активность дочерних продуктов распада радона. Соответственно, для определения коэффициента эманирования сначала измерялась удельная активность ДПР радона в деэманированных пробах, характеризующая величину $Rn^{свз}$, затем пробы тщательно герметизировались, и выдерживались в течение 2-3 недель для восстановления радиоактивного равновесия между радоном и радием. При этом проводились периодические измерения активности дочерних продуктов распада радона. По кривой накопления ДПР радона в образце определялась удельная активность ДПР радона в состоянии радиоактивного равновесия с радием ($Rn^{общ}$). Коэффициент эманирования рассчитывался по формуле:

$$K_{эм} = \frac{A_{ДПР}^* - A_{ДПР}}{A_{ДПР}^*} = 1 - \frac{A_{ДПР}}{A_{ДПР}^*} \quad (7а),$$

где $A_{ДПР}^*$ и $A_{ДПР}$ – результат измерения удельной активности ДПР радона (Бк/кг) в состоянии радиоактивного равновесия с радием и в деэманированной пробе соответственно.

Измерения удельной активности радионуклидов в пробах проводились по соответствующим методикам, утвержденным Госстандартом. Измерения выполнялись Т.Б. Петровой (ЦГиЭ в г. Москве, МГУ им. М.В. Ломоносова), А.А. Цапаловым (НИИСФ РААСН), А.П. Борисовым (ГЕОХИ РАН), И.Э. Власовой (МГУ им. М.В. Ломоносова). Для проведения измерений использовалась высокоточная современная спектрометрическая аппаратура, должным образом аттестованная. В том числе:

- гамма-спектрометр на основе коаксиального полупроводникового детектора из сверхчистого германия (HPGe) фирмы Silena (относительная эффективность регистрации 25%) с цифровым анализатором ORTEC (Центр гигиены и эпидемиологии в г. Москве), оснащенный программным обеспечением ORTEC View;

- гамма-спектрометрический комплекс на основе планарного HPGe детектора (относительная эффективность регистрации 10%) фирмы Canberra (ГЕОХИ им. В.И. Вернадского РАН);

- гамма-спектрометр на основе сцинтилляционного блока детектирования NaJ(Tl) типа БДЭГ, объемом 150 X 150 мм с колодцем 200 мл, оснащенный программным обеспечением «ПРОГРЕСС» (НИИ Строительной Физики РААСН);

- гамма-спектрометрический комплекс «ПРОГРЕСС» на основе сцинтилляционного детектора NaJ(Tl) 63X63 мм (ООО «ГеоКон»).

Погрешность измерений удельной активности радионуклидов зависит, прежде всего, от характеристик применяемой аппаратуры и активности проб. Для используемых в исследовании сцинтилляционных детекторов общая относительная погрешность измерения удельной активности радия (по его ДПР) составляет 25-30% при удельной активности радия более 15-20 Бк/кг, и 50-60% при удельной активности 8-10 Бк/кг. Минимально детектируемая активность радия за час измерений на используемых сцинтилляционных детекторах составляла 6-8 Бк/кг. Для HPGe детекторов общая относительная погрешность измерений удельной активности ^{214}Pb составляла не более 15-20% при удельной активности более 10 Бк/кг. Минимально детектируемая активность составляет 2-4 Бк/кг. Относительная погрешность измерений суммарной активности ($^{235}U + ^{226}Ra$) по линии 186 кэВ составляет не менее 30%, минимально детектируемая активность составляет около 15 Бк/кг. Суммарная относительная погрешность определения удельной активности ^{226}Ra с вычетом вклада ^{235}U достигает довольно высоких значений, по крайней мере не менее 50%.

Важным вопросом для последующей интерпретации данных является оценка погрешности методов определения коэффициента эманирования. Коэффициент эманирования не может быть измерен непосредственно, а определяется по результатам расчетов, т.е. является результатом

косвенных измерений. Непосредственно измеряемыми величинами при этом являются удельные активности радионуклидов. Из расчетных формул (6, 7, 7а) видно, что при расчете $K_{эм}$ с непосредственно измеряемыми величинами выполняется одно арифметическое действие – деление (в формулах 7 и 7а – после их преобразования). Как известно, относительная погрешность результата являющегося частным от деления двух измеряемых величин равна:

$$\delta A = \frac{\Delta A}{A} = \frac{\Delta a}{a} + \frac{\Delta b}{b} = \delta a + \delta b \quad (8),$$

где a , b и A – значения измеряемых величин и результата расчета соответственно; Δa , Δb и ΔA – абсолютные погрешности измеряемых величин и результата расчета; δa , δb , и δA – относительные погрешности измеряемых величин и результата расчета соответственно.

То есть, относительная погрешность коэффициента эманирования равна сумме относительных погрешностей измеряемых величин, входящих в формулы (6, 7, 7а). Отсюда следует, что минимально возможное значение относительной погрешности определения $K_{эм}$, которое можно достичь с применением имеющейся в нашем распоряжении аппаратуры, составляет не менее 40% (в случае измерения удельной активности ^{226}Ra по накоплению ДПР с погрешностью около 25 %, а удельной активности ^{214}Pb с помощью полупроводниковой гамма-спектрометрии с погрешностью 15%). Однако, это достаточно сложная схема измерений, да и добиться такой точности измерений также удастся не всегда.

При расчете коэффициента эманирования на основе измерений на полупроводниковом детекторе по формуле (7), относительная погрешность определения $K_{эм}$ составляет около 65-75%. При расчетах по формуле (7а), погрешность $K_{эм}$ немного меньше, и составляет примерно 50-60%. Таким образом, оба способа определения $K_{эм}$, применяющиеся в ходе исследований, и описанные выше, характеризуются довольно близкими значениями относительной погрешности. В целом, если принять, что относительная погрешность практически любых радиометрических измерений составляет около 30%, то можно заключить, что погрешность определения коэффициента эманирования при любом методе его определения будет составлять около 60%.

Очевидно, что в образцах с низким содержанием ^{226}Ra , менее 10-15 Бк/кг (такие активности, например, часто встречаются в песках), относительные погрешности измеряемых величин, существенно увеличиваются, что приводит к увеличению погрешности определения $K_{эм}$ в таких образцах до 100% и более.

Таким образом, независимо от применяющихся методов, определить коэффициент эманирования с относительной погрешностью менее 50% затруднительно, что необходимо

всегда иметь в виду при планировании экспериментов, интерпретации данных, и анализе изменчивости $K_{эм}$ в различных средах.

В связи с полученными результатами необходима оценка повторяемости (сходимости) результатов определения $K_{эм}$, полученных каждым методом, а также согласованности результатов определений, полученных разными методами. Для этого была проведена серия сопоставительных определений коэффициентов эманирования образцов грунта, методом накопления ДПР радона в герметично закрытых измерительных емкостях, и методом с применением полупроводниковой гамма-спектрометрии. Были исследованы образцы грунтов, характеризующихся различными коэффициентами эманирования, в том числе, озерных осадков (Подмосковье), покровных четвертичных глин (Подмосковье); моренных суглинков (Подмосковье, Новгородская, Нижегородская обл.); уплотненных и загипсованных глин пермского возраста (Нижегородская обл.); аргиллитов триасово-юрского возраста (Крым). Всего исследовано 25 образцов глинистых пород. Результаты определений приведены в таблице 2 и в таблице 3. В таблицах приведены средние значения $K_{эм}$ и стандартные отклонения (СО). Из приведенных результатов видно, что метод накопления ДПР радона в герметично закрытых измерительных контейнерах в течение 2-3 недель, в целом несколько занижает результат, по сравнению с гамма-спектрометрическим методом с применением полупроводникового детектора. Проведенные нами межлабораторные сличительные испытания показали, что эти результаты не зависят от лаборатории и применяющегося оборудования, т.е. имеют хорошую воспроизводимость.

Таблица 2. Средние значения коэффициентов эманирования глин, определенных различными методами.

Описание грунта	Количество образцов	Средние значения $K_{эм} \pm CO$	
		полупроводниковый детектор	метод накопления радона
Озерные осадки	5	0,62±0,11	0,59±0,08
Покровные глины	5	0,48±0,06	0,44±0,07
Моренные суглинки	8	0,40±0,08	0,36±0,06
глины пермского возраста	4	0,46±0,07	0,42±0,06
аргиллиты	3	менее 0,1	менее 0,1

Таблица 3. Результаты повторных определений коэффициентов эманирования образцов глин.

№ образца	Описание образца	Полупроводниковый детектор		Метод накопления радона	
		Количество повторных определений	Средние по серии $K_{эм} \pm CO$	Количество повторных определений	Средние по серии $K_{эм} \pm CO$
IM1	Озерный ил	12	0,58±0,10	8	0,52±0,09
PM3	Покровная глина	12	0,50±0,08	6	0,50±0,07
MM1	Моренный суглинок	8	0,33±0,06	8	0,35±0,06
GNN1	глина пермского возраста	10	0,43±0,08	6	0,36±0,07
AK3	аргиллит	4	менее 0,1	3	менее 0,1

Повторные измерения коэффициентов эманирования одних и тех же образцов показали хорошую повторяемость (сходимость) результатов. Применение различных методов определения дают вполне удовлетворительную согласованность результатов. В целом, разброс значений коэффициента эманирования, независимо от применяемых методов определения, не превышает 20 %. Таким образом, проведенные исследования показали, что, несмотря на высокие погрешности определения коэффициентов эманирования, описанные методы вполне пригодны для целей наших исследований.

Тот факт, что активность свободного радона в предварительно деэманированных и не загерметизированных образцах не накапливается с течением времени, свидетельствует о том, что количество свободного радона, образующегося в порах образца единичного объема в единицу времени a_0 (интенсивность эманирования) равно количеству радона, выделяющегося с поверхности образца в единицу времени q . В противном случае наблюдалось бы его накопление в образце. Это позволило предложить новый метод определения коэффициента эманирования грунтов. Новый метод относится к эманационным, т.е. основанным на измерении количества свободного радона, выделившегося из образца в окружающую среду. Суть метода заключается в следующем.

Интенсивность эманирования a_0 равна (Бк/см³с):

$$a_0 = K_{эм} A_{Ra} \lambda_{Rn} \rho \quad (9),$$

где $K_{эм}$ – коэффициент эманирования грунтов по радону; A_{Ra} – удельная активность ²²⁶Ra (Бк/г); λ_{Rn} – постоянная распада радона (1/с), ρ – плотность грунта (г/см³).

Если $q = a_0$, то коэффициент эманирования будет равен:

$$K_{\text{ЭМ}} = \frac{q}{A_{\text{Ra}} \lambda_{\text{Rn}} \rho} \quad (10).$$

Если в формуле (10) вместо удельной активности радия ^{226}Ra использовать значение удельной активности ДПР радона в дезаманированной пробе ($A_{\text{ДПР}}$), измерить которую значительно легче, то по данной формуле можно рассчитать величину, которую предлагается назвать *приведенным коэффициентом эманирования* грунта ($K_{\text{ЭМ}}^*$), и который равен:

$$K_{\text{ЭМ}}^* = \frac{q}{A_{\text{ДПР}} \lambda_{\text{Rn}} \rho} \quad (11),$$

Приведенный коэффициент эманирования представляет собой отношение количества свободного радона, образующегося в образце за время, достаточное для установления радиоактивного равновесия, к количеству связанного радона, находящегося в твердой фазе грунта в дезаманированном состоянии. Или, исходя из формулы (11), определение можно сформулировать следующим образом: $K_{\text{ЭМ}}^*$ равен отношению скорости выделения свободного радона из образца к скорости образования связанного радона в образце. Рассчитать коэффициент эманирования, зная величину приведенного коэффициента эманирования, можно исходя из следующего выражения:

$$K_{\text{ЭМ}} = \frac{K_{\text{ЭМ}}^*}{1 + K_{\text{ЭМ}}^*} \quad (12),$$

Величину q можно определить методом сорбции радона на активированном угле с применением измерительного комплекса «Камера» (время экспонирования накопительной камеры на поверхности образца составляет 10 часов). Проведенные нами эксперименты показывают удовлетворительную сходимость полученных результатов со значениями $K_{\text{ЭМ}}$, определенных гамма-спектрометрическим методом. Достоинством метода является простота и оперативность проведения измерений. Главное преимущество метода – отсутствие необходимости измерять удельную активность ^{226}Ra в пробах, что как указано выше является весьма сложной задачей. Однако, судя по полученным на данный момент результатам, новый метод применим только к средам с относительно высокими содержанием радия и значением коэффициента эманирования, что является его основным недостатком.

2.2 Влияния влажности грунтов на эманирование

Как показано в разделе 1.3.1, на настоящий момент эманирование дисперсных отложений практически не исследовано. В литературе нет систематических сведений о влиянии на эманирование свойств дисперсных грунтов (влажности, плотности пористости и т.п.). Подобные исследования актуальны, во-первых, в связи с тем, что свойства образцов (влажность, плотность, пористость, и т.п.) зависят от способов отбора пробы и подготовки образцов к радиометрическим (гамма-спектрометрическим) измерениям. Очевидно, что отбирая пробу из массива и подготавливая к измерениям (высушивая, подвергая дроблению, гомогенизации) мы можем, изменить ее первоначальные свойства и, таким образом, существенно повлиять на результат определения $K_{эм}$. Отсюда вытекает задача оценки влияния изменений свойств грунтов при отборе проб и подготовке их к измерениям на результаты определения коэффициента эманирования, с целью разработки оптимальных методов пробоотбора и пробоподготовки минимально нарушающих условия эманирования грунтов, существующие в грунтовом массиве. Проблема влияния свойств грунтов на эманирование имеет и фундаментальный аспект, связанный с возможным влиянием колебаний эманирующей способности горных пород и рыхлых отложений на пространственно-временную изменчивость радоновых полей.

Прежде всего, была поставлена задача исследования влияния на эманирование грунтов их влажности. Несмотря на длительную историю исследований эманирования различных веществ, вопрос о влиянии содержания поровой влаги на эманирование песчано-глинистых (дисперсных) пород остается открытым. Как было указано в разделе 1.3.1, в литературе распространено мнение, что увеличение степени заполнения пор породы водой препятствует выходу радона из порового пространства и, соответственно, приводит к снижению коэффициентов эманирования породы, однако эти предположения носят в большей степени умозрительный характер.

Между тем влияние влажности на эманирование дисперсных пород – вопрос весьма важный т.к. во-первых, это практически единственный внешний фактор, который может влиять на эманирование пород в условиях нормальных температур и давлений. Во-вторых, влажность грунта – свойство, наиболее существенно и динамично изменяющееся, особенно в приповерхностной части разреза, в зоне аэрации, в связи с чем, может оказывать наиболее значимое влияние на радоновое поле. И, наконец, в-третьих, содержание влаги в образцах грунта может весьма существенно изменяться в зависимости от технологии отбора проб. Мало того, согласно, стандартным методикам подготовки проб к гамма-спектрометрическим измерениям [Габлин 2013], образцы следует высушивать до постоянной массы, дробить

(измельчать до определенной фракции) и гомогенизировать. Очевидно, что данные операции приводят к кардинальному изменению влажности грунта.

В связи с чем, был поставлен эксперимент, позволяющий получить определенные представления о влиянии содержания влаги дисперсных грунтах на эманирование. Изменение коэффициента эманирования в зависимости от внешних условий связано с изменением соотношения свободного ($Rn^{своб}$) и связанного ($Rn^{связ}$) радона в пробе. При увеличении коэффициента эманирования, количество свободного радона, выделяющегося в поры породы, растет, количество же связанного радона, удерживаемого породой, соответственно, уменьшается, и наоборот. Неизменность количеств связанного и свободного радона в пробе свидетельствует о неизменности коэффициента эманирования породы. В нашем эксперименте в качестве индикатора изменения коэффициента эманирования породы использовались значения удельной активности связанного радона ($Rn^{связ}$). Выбор этой величины определяется, прежде всего, тем, что ее легко измерить гамма-спектрометрическим методом с хорошей точностью (см. раздел 2.1). Кроме того, измерение активности связанного радона, в отличие от свободного радона или общего количества радона в пробе, не требует длительной герметизации проб и др. дополнительных операций, что позволяет избежать дополнительных, трудно учитываемых погрешностей, связанных с утечками радона из накопительных емкостей или измерительных систем.

Таким образом, если предположить, что коэффициент эманирования пробы зависит от ее влажности (радон удерживается в породе поровой влагой), то высушивание грунта должно сопровождаться изменением количества связанного радона в пробе, т.к. с потерей поровой влаги порода теряет и удерживаемый водой радон. По разнице концентраций радона в образцах до и после высушивания, можно приблизительно оценить интенсивность удержания радона поровой влагой.

Для того чтобы учесть возможную сорбцию радона на стенках пор при удалении поровой влаги из грунта, проводилось последующее прокаливание образцов при температуре 180-200 °С. Известно, что при такой температуре происходит десорбция 99 % адсорбированного радона [Гусаров 2000], о чем свидетельствуют также опыты по прокаливанию активированного угля, адсорбировавшего радон. То есть, если удерживаемый влагой радон при высыхании пробы не покинет образец, а адсорбируется на стенках пор, он будет удален из образца при прокаливании.

Эксперимент включал в себя три этапа. Сначала проводилась серия определений удельной активности дочерних продуктов распада (ДПР) радона (^{214}Pb и ^{214}Bi) в образцах дисперсных пород с ненарушенной структурой при естественной влажности (при W_e). Учитывая, что

радиоактивное равновесие между радоном и его ДПР устанавливается за короткий срок (примерно 3 часа), величина удельной активности ДПР радона соответствует количеству радона, содержащегося в образцах при естественной влажности.

Затем образцы высушивались под вытяжкой до воздушно-сухого состояния (W_s), дробились, и в них вновь определялось содержание ДПР радона. Определения активности радона в воздушно-сухих пробах проводились трижды с интервалами в 5 дней.

На третьем этапе образцы прокаливались в сушильном шкафу при температуре 180-200 °С в течение 5 часов. По истечении 3-х часов после прокаливания (время необходимое для установления равновесия между радоном и его ДПР) снова проводились измерения, т.е. определялось количество радона в образцах после прокаливания. Последний этап эксперимента направлен только на учет возможной сорбции радона глинистыми частицами, и не позволяет определить влияние дегидратации на эманирование пород, т.к. глинистые минералы после прокаливания быстро вновь накапливают гигроскопическую влагу из окружающего воздуха. Влияние прокаливания пород на их эманирование, как было показано выше, достаточно подробно изучено и исследование этого эффекта не входит в задачи данного эксперимента.

Измерения проводились методом гамма-спектрометрии на спектрометрическом комплексе, оснащенном полупроводниковым детектором (HPGeD относительная эффективность регистрации 25 %). Погрешность измерений составляла 10-15 %, что является высокой точностью для радиометрических измерений.

Для проведения эксперимента было выбрано 9 образцов дисперсных пород, отобранных из инженерно-геологических скважин в пределах территории г. Москвы. Из них три пробы аллювиальных песков различной зернистости, две пробы моренного суглинка, две пробы покровной четвертичной глины, и две пробы черной слюдистой глины келловей-оксфордского яруса юрской системы. Образцы песчаных пород характеризовались естественной влажностью 3-5 % при степени заполнения пор водой от 10 до 16 %. Влажность суглинков составляла 12-14 %, степень заполнения пор водой 60-68 %. Естественная влажность образцов глин колебалась в интервале от 23 до 34 % при степени заполнения пор водой 71-77 %.

Результаты эксперимента приведены в таблице 4. Как видно из таблицы, величина удельной активности ДПР радона в пробах при естественной влажности, в воздушно-сухом состоянии и после прокаливания остается примерно постоянной, и колеблется в пределах погрешности измерений. Причем это справедливо как для аллювиальных песков со значениями естественной влажности 3% (степень заполнения пор водой 10%), так и для юрских глин, естественная влажность которых достигает 34 % (степень заполнения пор водой 77%). То есть высушивание образцов дисперсных пород, независимо от их первоначальной влажности, не

приводит к уменьшению в них удельной активности связанного радона, в некоторых случаях наблюдается даже ее увеличение.

Таблица 4. Количество связанного радона в образцах дисперсных пород.

Состав грунта	Влажность проб, %		Количество связанного радона в образцах по ^{214}Pb , Бк/кг		
	W_e	W_s	при W_e	при W_s	при $t=180^\circ\text{C}$
Песок аллювиальный, к/з	5	0,3	$7,8 \pm 1,4$	$7,9 \pm 1,5$	$8,0 \pm 2,0$
Песок аллювиальный, с/з	3	0,2	$11,0 \pm 2,3$	$16,6 \pm 3,0$	$14,9 \pm 2,4$
Песок аллювиальный, м/з	4	0,2	$4,1 \pm 1,9$	$5,9 \pm 1,5$	$7,2 \pm 2,3$
Суглинок моренный	14	2	$16,7 \pm 2,3$	$18,6 \pm 2,1$	$22,5 \pm 3,5$
- « -	12	2	$12,8 \pm 1,6$	$14,6 \pm 1,9$	$14,8 \pm 2,1$
Глина покровная	24	4	$23,3 \pm 2,9$	$28,1 \pm 3,2$	$26,4 \pm 2,8$
- « -	23	6	$22,6 \pm 2,5$	$25,6 \pm 2,8$	$29,6 \pm 3,0$
Глина юрская	34	8	$35,2 \pm 3,4$	$38,4 \pm 3,9$	$38,2 \pm 4,2$
- « -	28	6	$28,6 \pm 3,0$	$32,2 \pm 2,8$	$30,5 \pm 3,2$

Незначительное увеличение удельной активности радона в пробах объясняется уменьшением массы образцов после высушивания при сохраняющейся активности радона. Так как общее количество радона, образующегося в ходе радиоактивного распада радия, ни от влажности грунта, ни от его температуры не зависит, то можно утверждать, что высушивание и прокалывание грунтов не приводит к изменению коэффициента эманирования.

Кроме того был проведен следующий эксперимент. Образцы дисперсных грунтов с изначальной влажностью, близкой к естественной, выдерживались в течение 1-2 дней под вытяжкой до тех пор, пока они не достигали воздушно-сухого состояния. При этом по мере высыхания проб, периодически проводились определения их влажности, а также коэффициента эманирования с применением полупроводниковой гамма-спектрометрии. Исследовались 4 образца, в том числе юрская глина с естественной влажностью 32%, покровные четвертичные глины (2 образца) с естественной влажностью 24 и 26%, а также моренный суглинок с естественной влажностью 14%. Результаты приведены на рисунке 4. Для сравнения на рисунке также приведены результаты исследований влияния влажности на эманирование урановых руд, полученные ранее отечественными исследователями [Новиков 1989], а также геологической службой США (цитируется по [Sasaki et al., 2005]).

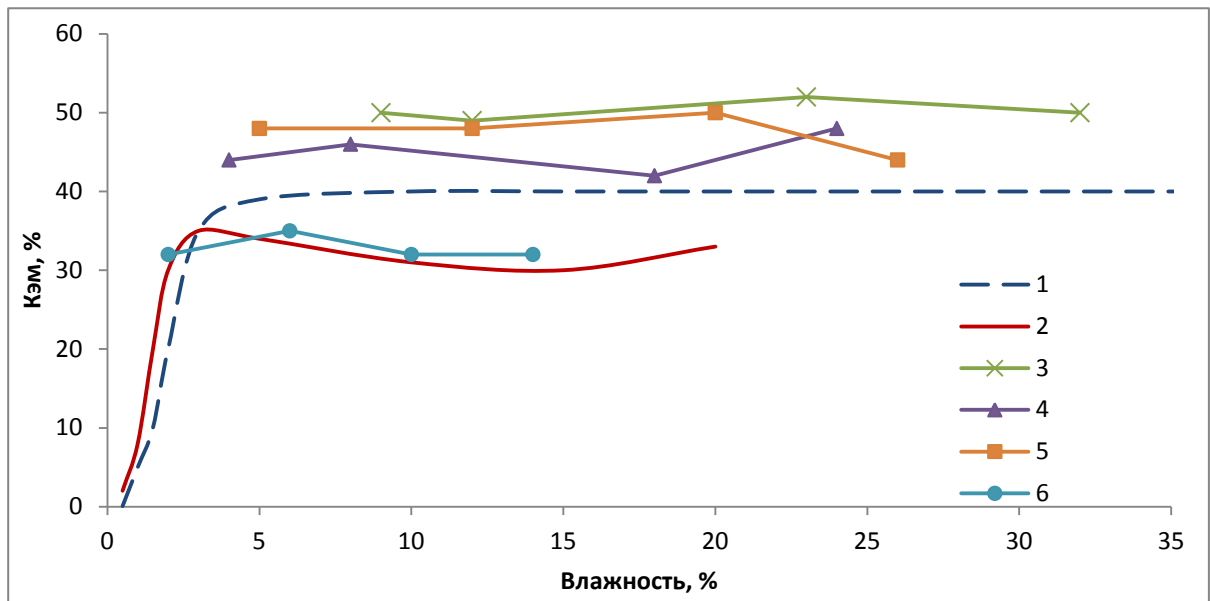


Рисунок 4. Влияние влажности на эманирование: 1 – урановые руды (по [Новиков 1989]); 2 – урановые руды (данные геол. службы США, 1950 г. по [Sasaki et al., 2005]); 3 – суглинок gIII_m; 4 – глина рII-III; 5 – глина J_{3cl-ox}; 6 – суглинок gII_d.

Как видно из графиков, по мере высыхания исследуемых образцов их влажность уменьшается, в то время как закономерного изменения коэффициента эманирования грунтов не зафиксировано. Коэффициент эманирования остается примерно постоянным в пределах погрешности определения данной величины. Таким образом, при влажности, превышающей влажность воздушно-сухого грунта, изменение влажности образцов дисперсных грунтов в широком диапазоне не влияет на значения коэффициентов эманирования.

Причины подавления эманирования при дегидратации руд, при значениях влажности ниже 2-4%, т.е. ниже, чем влажность воздушно-сухой пробы (кривые № 1 и 2 на рис. 4) объясняется двумя причинами [Сердюкова, Капитанов 1975; Старик 1960; Sasaki et al., 2005]. Во-первых, повышением сорбционной способности твердой фазы по отношению к газам (и, в частности, к радону) при дегидратации ее поверхности. Известно, что на поверхности твердой фазы в условиях отсутствия влаги формируются газовые пленки, в которых газы удерживаются за счет Ван-дер-ваальсовых (молекулярных) сил [Грунтоведение 2005]. И, во-вторых, значительной, по сравнению с размерами пор и микрокапилляров, величиной пробега атомов отдачи радона в воздухе (пробег атома отдачи в воде и в воздухе составляет, соответственно, 0,1 и 63 мкм). Вследствие чего, попадая в обезвоженные поры, атомы отдачи пролетают пору насквозь и вновь внедряются в твердую фазу вещества, где прочно удерживаются. Эти эффекты рассматривались в разделе 1.3.1.

Увлажнение препаратов приводит к гидратации поверхности твердой фазы и вытеснению адсорбированного радона. Как теоретические оценки, так и лабораторные испытания показывают, что адсорбция на почвенных частицах радона, как и других газов, быстро уменьшается с увеличением содержания воды и становится практически нулевой при влажности близкой к максимальной гигроскопической [Грунтоведение 2005; Источники,... 2001]. Кроме того, формирование на поверхности частиц пленок связанной воды существенно тормозит вылетающие атомы отдачи радона, что способствует их накоплению в порах. В результате, при увлажнении прокаленных проб эманлирующая способность увеличивается. При достижении гигроскопической влажности, вокруг частиц твердой фазы формируются сплошные пленки воды полимолекулярной адсорбции, которые исключают сорбцию радона и значительно тормозят атомы отдачи, удерживая их в порах. Дальнейшее увеличение толщины водных пленок, судя по всему, слабо влияет на рассматриваемые процессы, что приводит к стабилизации интенсивности эманирования препаратов.

Отсутствие потерь радона образцами при испарении более 80% поровой влаги, говорит о том, что исследуемые пробы не содержали радона, растворенного в жидкой фазе. Следовательно, при естественной влажности в исследуемых образцах присутствует только связанный радон. Свободный же радон, как в газовой, так и жидкой компоненте образцов изначально отсутствовал, иначе он покинул бы образцы при высушивании и прокаливании, что было бы выражено в понижении удельной активности ДПР радона в исследуемых пробах. Отсутствие свободного радона в поровом пространстве проб объясняется установлением термодинамического равновесия в порах грунта между поровой влагой и окружающим образец воздухом. Благодаря чему, при отборе проб свободный радон, растворенный в грунтовой влаге, переходит из поровой влаги в поровый воздух, в соответствии с законом Генри, а затем диффундирует в окружающую атмосферу. Такой же эффект отмечен и для нерадиоактивных почвенных газов в работе [Смагин 2005]. Этот процесс, судя по всему, протекает достаточно быстро, по крайней мере, за время доставки образца в лабораторию (2-3 часа), свободный радон в его порах уже отсутствует.

Таким образом, проведенные исследования свидетельствуют о том, что изменение влажности образцов, при влажностях больше максимальной гигроскопической, не влияет на коэффициент эманирования. Причем деэманирование образца, т.е. практически полное удаление из него свободного радона происходит без дополнительного воздействия на образец, за счет естественного восстановления термодинамического равновесия между образцом и окружающей его атмосферой. Что немаловажно, применение тех или иных методов подготовки

образцов к гамма-спектрометрическим измерениям не влияет сколько-нибудь существенно на результат определения коэффициента эманирования.

2.3 Влияние на эманирование процессов сорбции-десорбции радона

Эксперимент, описанный в предыдущем разделе, отчасти коснулся и вопроса сорбции-десорбции радона в грунтах. Тот факт, что при прокаливании проб удельная активность ДПР радона остается неизменной, свидетельствует, что в грунте изначально отсутствовал адсорбированный радон, а также не происходило сорбции радона на стенках пор в процессе испарения грунтовой влаги, иначе адсорбированный радон неизбежно десорбировался бы при прокаливании. Это выразалось бы в снижении количества связанного радона, и соответственно удельной активности ДПР радона в пробах. Однако, как видно из таблицы 4, этот эффект не наблюдается.

Вместе с тем, ряд исследователей [Рудаков 2009; Козлова 2008; Селюков, Стигнеева 2010; Козлова и др, 2012; и др.] придают существенное значение процессам сорбции-десорбции радона твердой фазой грунта, особенно при объяснении временных колебаний радонового поля в связи с динамическими и сейсмическими воздействиями на грунтовый массив.

В связи с этим нами был поставлен еще один эксперимент, позволяющий оценить возможную сорбцию радона на твердой фазе грунта. Эксперимент заключался в следующем. Были выбраны несколько образцов глинистых грунтов, обладающих достаточно высокой сорбционной способностью. Образцы высушивались до воздушно-сухого состояния, прокаливались, измельчались. Подготовленные таким образом грунты помещались в сорбционные колонки – специальные кассеты, предназначенные для сорбции радона на активированном угле (из комплекта оборудования для мониторинга радона «КАМЕРА»). Затем через эти сорбционные колонки с помощью шприца Жане прокачивался воздух из скважины с объемной активностью радона около 40 000 – 45 000 Бк/м³. Объем прокачиваемого воздуха составлял 1 л. Прокачка проводилась зимой, при температуре воздуха и проб -7⁰С. Пробы выдерживались при температуре -7⁰С в течение 3 часов для установления радиоактивного равновесия между радоном и его ДПР. Затем производилось нагревание образцов до комнатной температуры, прогревание в специальной печи до температуры 75⁰С, и прокаливание при температурах 150 и 220 ⁰С. На каждом этапе проводились измерения активности радона в пробах с применением комплекта «КАМЕРА».

Были исследованы 2 пробы черных юрских глин (J_{3cl-ox}), отобранных из инженерно-геологических скважин на территории Москвы, а также 2 пробы красных загипсованных глин

уржумского яруса верхней перми (P_{2uz}), отобранных в естественном обнажении в борту коренного склона долины р. Оки (Навашинский р-н Нижегородской обл.). Для сравнения результатов, подобные же эксперименты проводились и с пробами активированного угля.

Результаты эксперимента приведены на рисунке 5. Из рисунка 5 видно, что активность радона в угле (ромбовидные точки) после прокачки почвенного воздуха составляет 40-50 Бк, что, учитывая объем прокачки 1 л, примерно соответствует содержанию радона в воздухе, т.е. 40000-50000 Бк/м³. То есть активированный уголь адсорбирует практически весь радон из воздуха. При повышении температуры происходит плавная десорбция радона из угля. Уже при комнатной температуре (23⁰С) активность радона в угле за счет его десорбции падает в 3-4 раза. Полная десорбция радона из угля наблюдается при температуре 150⁰С.

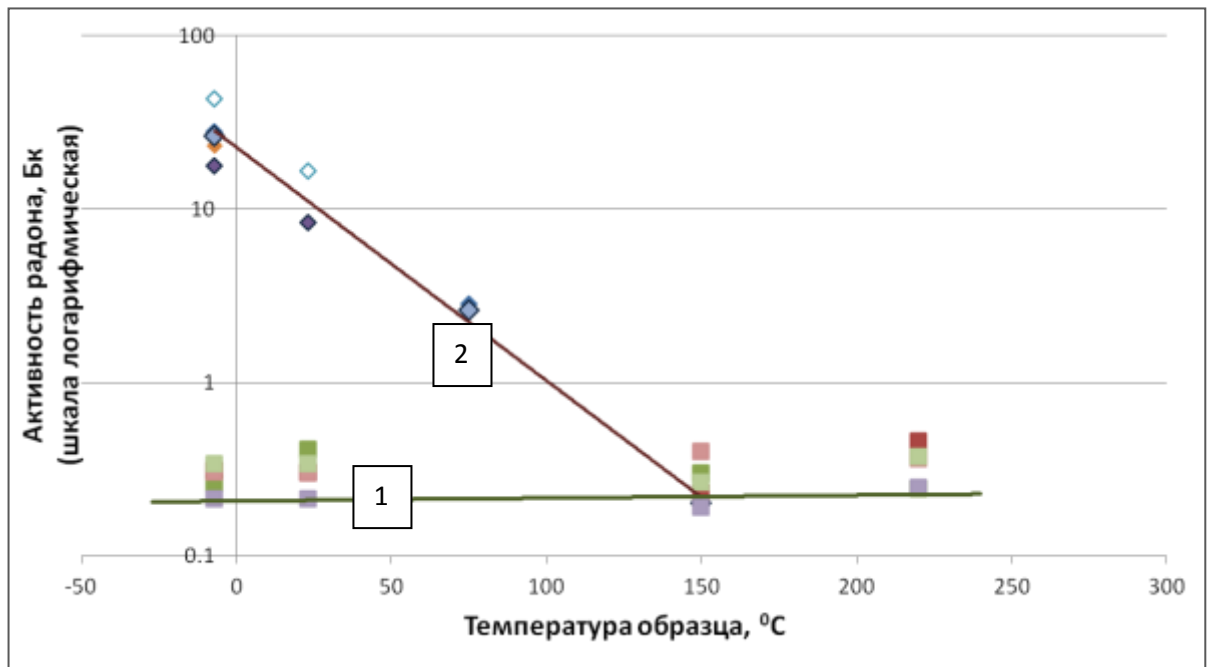


Рисунок 5. Зависимость активности радона в пробах от температуры в диапазоне от -7⁰С до 220⁰С: 1 – пробы глинистых грунтов, 2 – активированный уголь.

Прокачка подпочвенного воздуха через образцы глинистых грунтов, как показывают результаты эксперимента, не приводит к накоплению в грунтах радона. Активность радона в пробах грунтов в самом начале опыта находится на уровне, близком к минимально детектируемой активности для данного средства измерения (0,2 Бк). Эта активность, скорее всего, обусловлена содержанием связанного радона в грунте. В ходе нагрева и прокаливании проб активность радона в грунте не изменяется, что свидетельствует об отсутствии сорбции радона грунтами, в отличие от активированного угля.

Полученные результаты хорошо согласуются с данными о слабой сорбции газов, особенно инертных, поверхностью грунтов и почв при их естественном увлажнении [Смагин 2005; Грунтоведение 2005]. Как показывает анализ литературных данных и собственные исследования автора, сорбционные процессы не могут играть сколько-нибудь существенной роли в распределении и поведении радона в грунтах. Являясь химически инертным газом, обладая нулевой валентностью и зарядом, свободный радон слабо взаимодействует с гидрофильными сорбентами, в том числе с твердой компонентой грунта. Он не вступает в химические реакции (т.е. хемосорбция исключена), не сорбируется полярными кристаллами глинистых и др. минералов. Для радона характерна лишь молекулярная адсорбция за счет Ван-дер-Ваальсовых сил, проявляющаяся только в двухфазных системах твердое вещество-газ, т.е. только в абсолютно сухих грунтах. Появление даже незначительных количеств влаги (пленок мономолекулярной адсорбции) приводит к вытеснению радона с поверхности грунтовых частиц водой, и его переходу в свободное состояние. Учитывая, что в природе, по крайней мере, в верхней части земной коры, все горные породы являются как минимум трехфазными системами и содержат поверхностную влагу, сколько-нибудь значительная адсорбция радона на поверхности твердой фазы маловероятна. Наблюдаемое некоторыми исследователями резкое увеличение выделения радона из образцов горных пород и рыхлых отложений при температуре около 200 °С [Козлова и др., 2012], очевидно не связано с десорбцией радона с поверхности твердой фазы, как это указано авторами эксперимента, т.к. десорбция происходит плавно и при гораздо меньших температурах. Вообще природа этого процесса не предусматривает каких-либо резких скачков в характере десорбции, любое изменение температуры вызывает изменение динамического равновесия, и возникновение процессов сорбции-десорбции.

В тоже время широко известна молекулярная адсорбция радона на гидрофобных сорбентах, например, на активированном угле, что применяется при измерениях радона. По данным И.Е. Старика [1960] адсорбция радона твердыми веществами подчиняется закону Генри, причем коэффициент адсорбции радона (отношение удельной концентрации адсорбированного радона к его объемной концентрации в газовой фазе) для гидрофобного сорбента – угля на два порядка больше чем для гидрофильного силикагеля. В природе в принципе возможна сорбция радона на гидрофобных органических веществах, которые могут входить в состав органогенных грунтов и почв. Однако, в литературе подобный эффект не описан. В личном исследовательском опыте автора диссертации был единичный случай регистрации эффекта сорбции радона в торфоподобных органических техногенных образованиях Марьинских полей фильтрации (Москва), залегающих непосредственно на юрских глинах с высокой удельной активностью радия.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать вывод о том, что радон в естественных условиях, характерных для приповерхностной части геологической среды (в условиях нормальных температур и давлений), практически не сорбируется твердой фазой грунта, т.е. процессы сорбции-десорбции радона твердой фазой не могут играть сколько-нибудь существенной роли в формировании эманлирующей способности грунтов.

2.4 Изменчивость коэффициента эманирования дисперсных отложений

Как известно (см. раздел 1.3.1), коэффициент эманирования горных пород и рыхлых отложений колеблется в пределах от первых процентов и даже долей процента, до десятков процентов. Породы, в которых уран входит в кристаллическую решетку минералов, или равномерно рассеян в ней, а радий, соответственно, более или менее равномерно распределен по объему кристаллов, характеризуются коэффициентом эманирования редко превышающим первые проценты. К таким образованиям относятся, прежде всего, магматические и метаморфические горные породы. В осадочных отложениях с кларковыми концентрациями урана радионуклиды, в том числе радий, в большей степени, находятся в адсорбированном состоянии и сосредоточены на поверхности частиц. Коэффициент эманирования таких отложений, как правило, составляет десятки процентов. Наибольшими коэффициентами эманирования характеризуются почвы (за счет присутствия в них органики, а также сорбции радия на наноразмерных частицах, таких как окислы и гидроокислы металлов, некоторые глинистые минералы и т.п.).

Найденные в литературе данные по коэффициенту эманирования дисперсных отложений и почв обобщены в таблице 5. Как видно из таблицы, коэффициенты эманирования глин, полученные разными авторами, находятся в интервале от 20 до 60 %. В песчаных породах разброс значений также весьма велик – от 10 до 38 %. Для почв эти значения колеблются в еще больших пределах. Причем, приведенные цифры – это не отдельные измерения, а средние значения, полученные для относительно большого количества проб.

К сожалению, не во всех работах указано количество измеренных проб, методы и погрешности определения коэффициента эманирования. Практически ни в одной из перечисленных в таблице 5 работ не указаны места отбора проб, генезис и возраст исследованных отложений, их физические свойства, вследствие чего причины широкого разброса приведенных значений коэффициента эманирования, во многом, остаются неясными.

Таблица 5. Значения коэффициента эманирования дисперсных отложений и почв (по литературным данным).

Состав отложений	Коэффициент эманирования, %	Источник
Глины	40	[Уткин 2000]
	21 (13-39)	[Крисюк 1989]
	10-35	[Бормотова, Яковлева 2004]
	30-40	[Новиков 1989]
	20	[Радиометр... 1999]
Суглинки	18	[Радиометр... 1999]
	27-37	[Крампит 2004]
Пески	10 – 15	[Новиков 1989]
	20 (4,3-46)	[Крисюк 1989]
	38	[Лукутцова и др., 2000]
	14	[Радиометр... 1999]
Торф	60	[Уткин 2000]
	40-60	[Новиков 1989]
Рыхлые песчано-глинистые отложения и почвы	21 (5,7-44)	[Крисюк 1989]
	17-70	[Сердюкова, Капитанов 1975]
	55	[Уткин 2000]
	10-60	[Новиков 1989]
	15-70	[Источники,... 2001]

В этой связи была проведена серия определений $K_{эм}$ в образцах дисперсных грунтов, отобранных в пределах Русской плиты. Отбор проб проводился из инженерно-геологических скважин, шурфов, а также из естественных обнажений, прежде всего, в Московском регионе (четвертичные аллювиальные, ледниковые, водно-ледниковые, покровные песчано-глинистые отложения, юрские глины бат-келловейского, келловей-оксфордского ярусов), в Навашинском районе Нижегородской области (четвертичные моренные суглинки, глины уржумского яруса верхней перми). Кроме того, было исследовано несколько образцов литифицированных глин юрского возраста, отобранных в Крыму (р-н Балаклавы). Всего исследовано 140 образцов грунта.

Для каждого литолого-генетического типа отложений рассчитывалось среднее значение $K_{эм}$, стандартное отклонение, определялся разброс значений. Различные типы грунтов опробованы с разной детальностью, однако расчет статистических параметров показывает, что полученных данных достаточно, чтобы оценить средние значения коэффициентов эманирования этих грунтов. Результаты представлены в таблице 6. В результате проведенных исследований выявлено, что для каждого литолого-генетического типа грунтов характерны определенные значения коэффициентов эманирования, колеблющиеся в ограниченных пределах.

Таблица 6. Результаты измерения коэффициентов эманирования дисперсных отложений.

Состав, генезис и возраст грунта.	Кол-во образцов	Кэм, %			К _{вар.}
		Средн.	Станд. откл.	Мин.- макс.	
Четвертичные отложения					
Пески а III-IV	8	45	10,2	25-40	0,23
Пески fl II	10	39	12	22-41	0,37
Суглинки g Pd	15	35	6,2	19-38	0,18
Суглинки g Pm	14	34	6,8	15-35	0,20
Глины rg II-III	40	43	6,4	38-55	0,15
Мергели b III	7	61	9,2	55-69	0,15
Дочетвертичные отложения					
Глины J ₃ oxf	15	56	5,7	52-67	0,10
Глины J ₂ bt+cl	5	46	5,9	40-49	0,13
Глины C ₂₋₃	5	48	6,2	45-52	0,13
Глины P _{2uz}	15	38	6,7	23-50	0,18
Глины литифицированные J ₃ (Крым)	7	2	0,7	1-3	0,34

На рисунке 6 в качестве примера приведены вариационные кривые коэффициента эманирования четвертичных покровных и моренных суглинков.

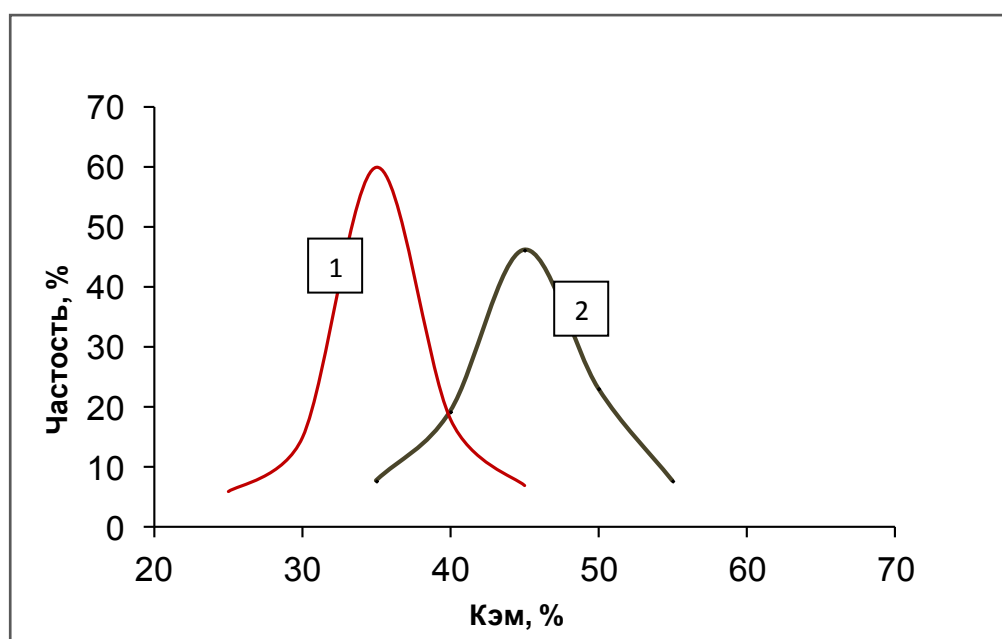


Рисунок 6. Вариационные кривые Кэм четвертичных глинистых отложений: 1 – моренных суглинков, 2 – покровных суглинков.

Как видно из рисунка, в однородных по литологическому составу и генезису грунтах (обладающих, соответственно, близкими физическими свойствами), коэффициент

эманирования распределен однородно, распределение стохастическое и подчиняется нормальному закону. Такая же закономерность установлена и для других геологических тел и образований, например, однотипных урановых руд [Новиков 1989]. Таким образом, при расчетах эманационных полей, целесообразно использовать средние арифметические значения $K_{эм}$ для каждого литолого-генетического типа грунта.

В результате проведенных исследований впервые установлено, что коэффициент эманирования большинства глинистых пород колеблется в пределах 0,38-0,70. Исключение составляют литифицированные глины и аргиллиты Крыма, коэффициент эманирования которых не превышает 3%. Наиболее высокие значения коэффициента эманирования характерны для четвертичных озерно-болотных макропористых мергелей, а также для черных слюдястых глин оксфордского яруса верхней юры (в среднем 57 %, до 67 %). Эти глины отличаются от всех других исследованных глинистых пород высоким содержанием глинистых частиц и органического вещества, что обуславливает высокую пластичность, пористость и удельную поверхность рассматриваемых глин. Для них также характерны высокие концентрации ^{226}Ra . Значения $K_{эм}$ остальных глин ниже и составляют в среднем 38 – 48 %. Причем, глубина залегания и возраст грунтов определяющего значения не имеют. Так, средние значения коэффициентов эманирования глин каменноугольного возраста (абс. возраст более 270 млн лет), залегающих на глубинах от 20 до 170 м практически совпадают со значениями $K_{эм}$ приповерхностных покровных глин четвертичного возраста (абс. возраст не более 500 тыс лет). Суглинки характеризуются меньшими значениями коэффициентов эманирования. Наименьшими значениями коэффициента эманирования характеризуются литифицированные глины юрского возраста (Крым), характеризующиеся наименьшей пористостью, практически отсутствием пластичности и приближающиеся по своим свойствам к скальным породам.

Для песков характерен очень значительный разброс $K_{эм}$ от 25 до 60 %. Отчасти это связано с наличием в песках примеси глинистого материала, что, вероятно, обуславливает увеличение $K_{эм}$, а также включений гравия и гальки, что приводит к понижению $K_{эм}$, т. к. для скальных пород характерны низкие значения коэффициентов эманирования. Вместе с тем, для песков характерны весьма низкие значения удельной активности радионуклидов, что обуславливает значительные погрешности определения $K_{эм}$. При значениях удельной активности радия в грунтах менее 10 Бк/кг, определить коэффициент эманирования с приемлемой точностью не представляется возможным. То есть полученные значения $K_{эм}$ песков, строго говоря, нельзя считать надежными. Вместе с тем, это не представляет проблемы, т.к. низкие значения удельной активности радия в песках определяют и незначительный вклад эманирования этих отложений в формирование радонового поля.

Были проведены исследования взаимосвязи коэффициента эманирования исследуемых грунтов с их физико-химическими свойствами. Для этого были выбраны только глинистые грунты (суглинки и глины) коэффициенты эманирования которых определены наиболее надежно. Проведенные исследования показывают наличие значимой корреляции между коэффициентом эманирования глинистых пород и такими свойствами как пористость и пластичность грунта. Коэффициенты корреляции между $K_{эм}$ и пористостью составляет $r = 0,89$, а между $K_{эм}$ и числом пластичности $r = 0,92$. Результаты приведены на рисунке 7.

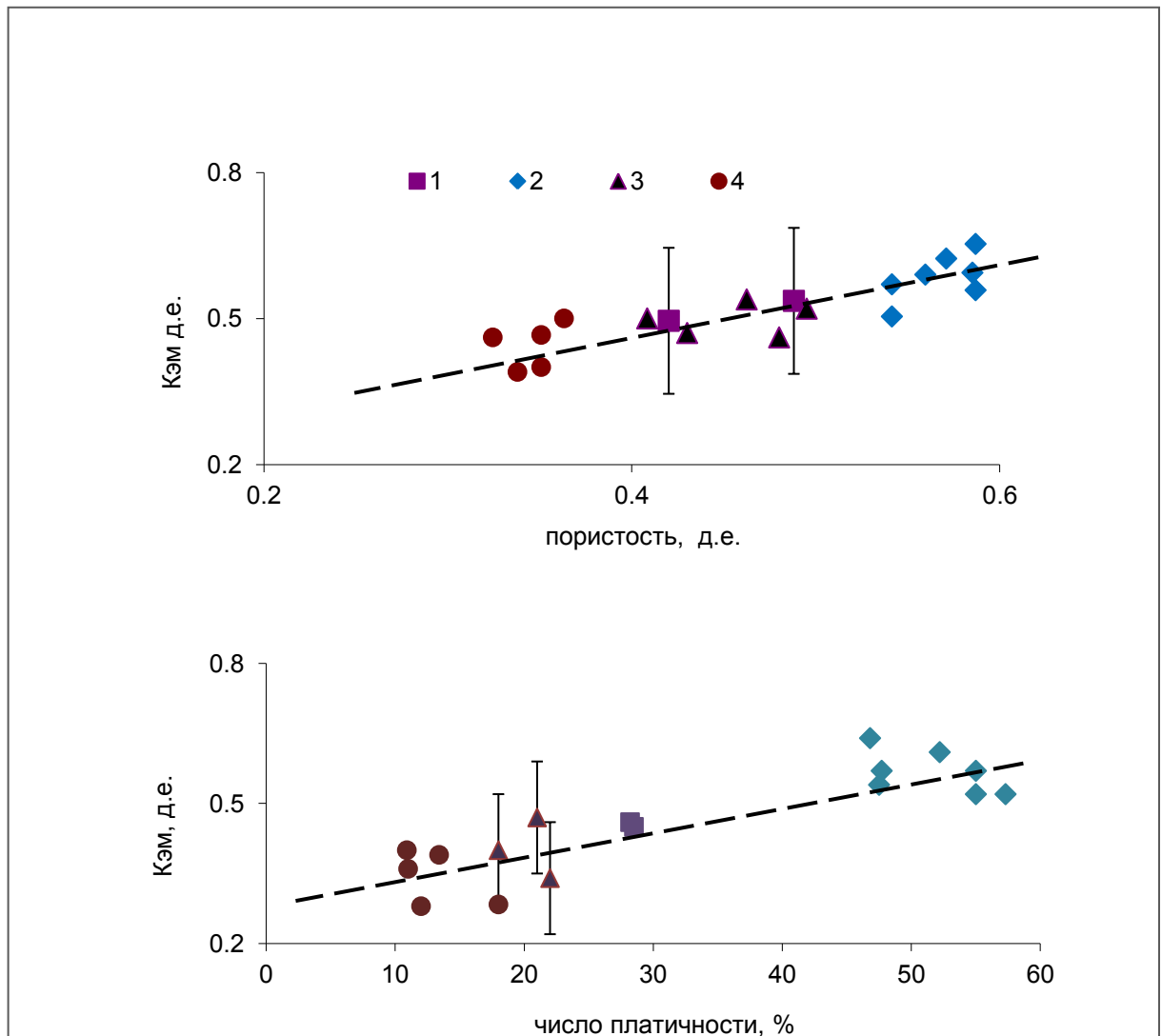


Рис. 7. Зависимость коэффициента эманирования от пористости (а) и пластичности (б) глинистых грунтов: 1 – глины J_2_{bt-cl} ; 2 – глины J_{3cl-ox} ; 3 – глины четвертичные; 4 – суглинки моренные.

Такие свойства как пористость и пластичность глинистых пород тесным образом связаны с содержанием в породе тонкодисперсных глинистых частиц, размером менее 0,002 мм. Можно предположить, что с ростом содержания в породе глинистых частиц увеличивается содержание и более тонкодисперсных (наноразмерных) частиц, размеры которых не превышают 0,07-0,1 мкм, присутствие которых увеличивает эманлирующую способность грунта (см. раздел 1.3.1).

Максимальной пластичностью обладают дисперсные породы, сложенные частицами пластинчатой и листоватой формы, характеризующиеся наибольшей диспергированностью, развитием мощных гидратных пленок, коагуляционными контактами между частицами и, возможно, присутствием тончайшей коллоидной фракции, в том числе органики [Грунтоведение 2005]. Таким образом, рост коэффициентов эманирования с увеличением пористости и пластичности может свидетельствовать об определяющем влиянии на эманирование содержания в породе наноразмерных частиц и органического вещества.

На рисунке 7 обращают на себя внимание относительно высокие коэффициенты эманирования, характерные для глин оксфордского яруса верхней юры. Высокие коэффициенты эманирования могут быть связаны с сорбцией материнского радия на органическом веществе. Органика, в отличие от кристаллического минерального вещества, характеризуется весьма слабым удержанием внедренных в нее атомов отдачи. Атомы радона, внедренные в органическое вещество за счет радиоактивной отдачи, легко его покидают за счет диффузии и переходят в свободное состояние, что и обуславливает высокие коэффициенты эманирования органических веществ [Старик 1960]. Вместе с тем, по данным микроструктурных исследований, глинам оксфордского яруса верхней юры свойственно высокое содержание органического вещества, декорирующего боковые сколы листоватых глинистых частиц [Тырина 2009]. Таким образом, можно предположить, что высокие коэффициенты эманирования юрских глин связаны с присутствием в них большого количества органического вещества. Известно, что содержание органического вещества в горных породах и рыхлых отложениях часто тесно коррелирует с удельной активностью радия и урана [Титаева 2000]. Органическое вещество активно сорбирует уран и радий, оно играет исключительную роль в геохимии урана, т.к. создает условия для восстановления растворимого U(VI) до малоподвижного U(IV), что обуславливает его прочную фиксацию. Таким образом, сопоставление коэффициентов эманирования грунтов с содержанием в них радия может дать определенную информацию о влиянии содержания органического вещества на эманирование. Результаты такого сопоставления приведены на рисунке 8. Для сопоставления использовались результаты, приведенные выше, а также результаты определения коэффициентов эманирования

в мономинеральных бентонитовых глинах из Даш-Салахлинского (Азербайджан) и Никольского (Воронежская обл.) месторождений.

Из приведенного графика видно, что в целом коэффициент эманирования глинистых грунтов увеличивается с увеличением удельной активности в грунтах ^{226}Ra . Удельная активность радия определяется как сорбционными свойствами грунта, так и содержанием в них органического вещества. Следовательно, приведенные выше результаты подтверждают предположение, что коэффициент эманирования в глинистых грунтах определяется, прежде всего, дисперсностью и содержанием в грунте органического вещества.

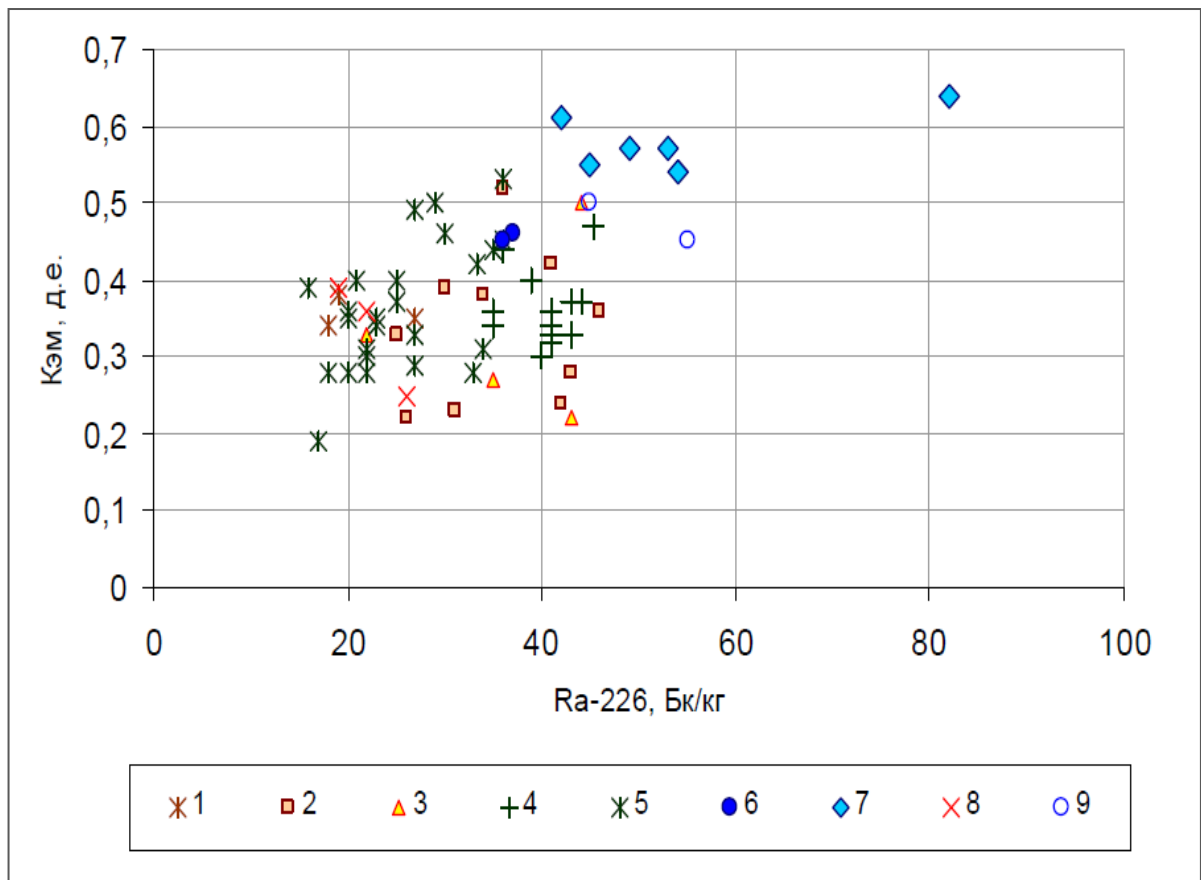


Рисунок 8. Зависимость коэффициента эманирования глинистых грунтов от содержания (удельной активности) в грунтах ^{226}Ra : 1 – верхнеплейстоценовые моренные суглинки (Нижегородская обл.), 2 – глины уржумского яруса верхней перми (Нижегородская обл.), 3 – алевриты уржумского яруса верхней перми (Нижегородская обл.), 4 – верхнеплейстоценовые покровные суглинки (Москва), 5 – плейстоценовые моренные суглинки (Москва), 6 – средне-верхнеюрские глины бат-келловейского яруса (Москва), 7 – верхнеюрские глины оксфордского яруса (Москва), 8 – верхнеплейстоценовые аллювиальные суглинки (Рязанская область), 9 – бентониты из Дашковского и Никольского месторождений.

2.5 Роль микроструктуры глинистых грунтов в формировании эманулирующей способности

Как было установлено по результатам анализа литературных данных (раздел 1.3), выделение радона, образующегося в твердом веществе в результате радиоактивных превращений, происходит, главным образом, за счет радиоактивной отдачи. При этом, эманирование во многом определяется размером и формой пор и частиц (зерен, кристаллов), слагающих вещество, и их ориентацией в пространстве, т.е. микроструктурой вещества. Так, японские коллеги [Sasaki et al., 2004; 2005] проводили теоретические исследования эманулирующей способности цементов, в которых на поверхности крупных зерен присутствуют мельчайшие частицы гидроокислов металлов (железа и марганца) и органического вещества, размер которых сопоставим с величиной пробега атома отдачи в твердом веществе (0,02–0,1 мкм). Показано, что в случае если изотопы радия, материнские по отношению к радону, адсорбированы на поверхности таких «наночастиц», вероятность образования свободного радона в цементе (вылета атома отдачи в поровое пространство) резко увеличивается. То есть, коэффициент эманирования веществ, содержащих в себе «наночастицы», существенно выше коэффициентов эманирования всех других веществ и материалов и может достигать 80 %. Ведущая роль наноразмерных частиц в формировании коэффициентов эманирования почв была предположена также в работе [Gundersen & Shumann 1998].

Для теоретической (расчетной) оценки эманулирующей способности материалов, в том числе, содержащих наноразмерные частицы, в [Sasaki et al., 2004; 2005] вводится понятие «вероятности эманирования» (emanation probability). При распаде материнского атома радия, с испусканием альфа-частицы, атом радона получает некоторую энергию отдачи и движется в среде. Область вероятного вылета атома отдачи представляет собой сферу радиусом R , где R – пробег атома отдачи радона в среде. Вероятность эманирования равна отношению доли объема сферы, занятого поровым пространством, к полному объему сферы, образованной радиусом R . Таким образом, согласно теоретическим предпосылкам, эманулирующая способность (вероятность эманирования) горной породы, в которой радий находится в адсорбированном состоянии, напрямую зависит от соотношения размеров частиц (H) и пор (h), слагающих породу, и величины пробега атомов отдачи в веществе (R). Теоретически можно выделить три типа микроструктуры:

I. Размер частиц породы меньше или сопоставим с величиной пробега атома отдачи радона в среде (0,1 мкм), а размер пор превышает эту величину ($H < R$; $h > R$). В этом случае, вероятность эманирования превышает 50% и может достигать 70-80%, увеличиваясь с уменьшением размеров частицы (рис. 9а).

II. Размеры как частиц слагающих породу, так и разделяющих их пор превышают пробег атомов отдачи радона в среде, т.е. превышают 0,1 мкм ($H, h > R$), тогда вероятность эманирования радона приблизительно равна 50 % (рис.9б).

III. Размер частиц больше, а размеры пор меньше длины пробега атомов отдачи радона в среде, заполняющей поры ($H > R$; $h < R$). В такой среде вероятность эманирования резко уменьшается за счет внедрения атомов отдачи радона, вылетевших с поверхности твердой фазы, в соседние частицы. В таких условиях коэффициент эманирования породы в целом, как правило, существенно меньше 50% и уменьшается с уменьшением размера пор (рис. 9в).

Приведенная модель справедлива при следующих допущениях: 1) поры породы заполнены водой; 2) пробег атома отдачи радона в рассматриваемой среде (для глинистых пород в дисперсной системе «глинистые частицы – поровая вода») составляет не более 0,1 мкм.

В дисперсных средах, полностью отвечающих приведенным выше параметрам (размер частиц и пор), вероятность эманирования радона численно равна коэффициенту эманирования среды. Очевидно, что в реальных природных глинистых породах присутствуют структурные элементы самых различных размеров, и теоретически рассчитать коэффициент эманирования по предложенной в [Sasaki et al., 2004] модели с необходимой точностью невозможно. Однако можно предположить, что если коэффициент эманирования породы составляет более 50 %, это может быть связано с высоким содержанием в породе наноразмерных частиц (менее 0.1 мкм). Коэффициент эманирования породы, значительно меньший 50 %, может свидетельствовать о том, что основная часть порового пространства породы представлена ультрамикрорами размером менее 0,1 мкм. Таким образом, из теоретических предпосылок следует, что основной фактор, определяющий коэффициент эманирования вещества – присутствие в нем структурных элементов, размер которых сопоставим с величиной пробега атомов отдачи среде. Иными словами, коэффициент эманирования должен определяться микроструктурой вещества.

Рассмотрим роль микроструктуры в формировании эманлирующей способности на примере глинистых пород. Глинистые породы – уникальные природные образования, сложенные на 30-60% тончайшими глинистыми минералами и коллоидами (гидроокислы металлов, органика), что коренным образом отличает их от всех других пород и определяет микронные и миллимикронные размеры структурных элементов [Осипов и др., 1989; 2001; Осипов, Соколов 2013; Соколов 1996; 1998; Шлыков 2006]. Твердые структурные элементы глин, определяющие природную дисперсность породы и формирующие ее структурный скелет, представлены микрокристаллами глинистых минералов, имеющих вид тонких изометричных или вытянутых пластинок, иголок, чешуек, трубочек, размер которых, в зависимости от минерального состава, варьирует от нескольких десятков нанометров до нескольких микрометров. Отдельные

частицы, как правило, объединены в ультрамикроагрегаты и микроагрегаты, толщина которых часто не превышает 0,1 мкм. Значительную долю порового пространства глин составляют изометричные, анизометричные и щелевидные микро- и ультрамикропоры, ширина которых также часто не превышает десятых и даже сотых долей микрометра. Кроме того, исследования В.Г. Шлыкова [2006] показывают, что в глинистых грунтах присутствуют также ультрадисперсное глинистое кристаллическое вещество, размеры отдельных кристаллов которого составляют сотые доли микрометра. На рентгеновских дифрактограммах это вещество регистрируется как рентгеноаморфное (РАВ) и часто сопоставляется с аморфным кальцитом. Однако, как показал В.Г. Шлыков, в глинистых грунтах РАВ представлено ультрамикродисперсным кристаллическим материалом. Рентгеноаморфное вещество содержится в глинистых породах в количестве до 50 %, а во фракции менее 1 мкм содержание РАВ может достигать 90% [Шлыков 2006]. Таким образом, учитывая, что структурные элементы глинистых пород во многом имеют размеры, сопоставимые с пробегом атомов отдачи в среде, исследования эманирования глинистых пород необходимо проводить на микроуровне, с учетом микроструктуры пород.

Работами В.И. Осипова, В.Н. Соколова и др. [Осипов и др., 1989; 2001; 2013; Соколов 1996; 1998] установлено, что среди большого многообразия глинистых пород можно выделить четыре основных типа микроструктур – ячеистую, матричную, турбулентную и ламинарную. Формирование микроструктуры глин происходит в процессе литогенеза по мере превращения свежих глинистых осадков в породу. Рассмотрим подробнее эти микроструктуры.

Ячеистая микроструктура формируется, главным образом, в неуплотненных молодых глинистых осадках, находящихся на стадии седиментогенеза и на ранних стадиях диагенеза. Породы с ячеистой микроструктурой отличаются высокой пористостью (60-90%) и влажностью (55-200%). Ее главная морфологическая особенность – наличие изометричных открытых ячеек. Стенки ячеек сложены листообразными микроагрегатами глинистых частиц, размером часто менее 0,1 мкм, контактирующих между собой по типу базис-скол и скол-скол через водные пленки. При этом до 97% порового пространства этих пород составляют относительно крупные межмикроагрегатные поры, эквивалентный диаметр которых ($d_{\text{экв.}}$) составляет 4-12 мкм [Осипов, Соколов 2013]. Таким образом, породы, обладающие ячеистой микроструктурой – наиболее полно соответствуют условиям модели I ($H < R$; $h > R$, см. рис. 9а).

На стадии диагенеза, с увеличением глубины погружения и повышением плотности осадка, происходят изменения микроструктуры. Происходит трансформация микроструктуры глинистого осадка: ячеистая микроструктура вначале преобразуется в переходную ячеисто-матричную, а затем в матричную микроструктуру.

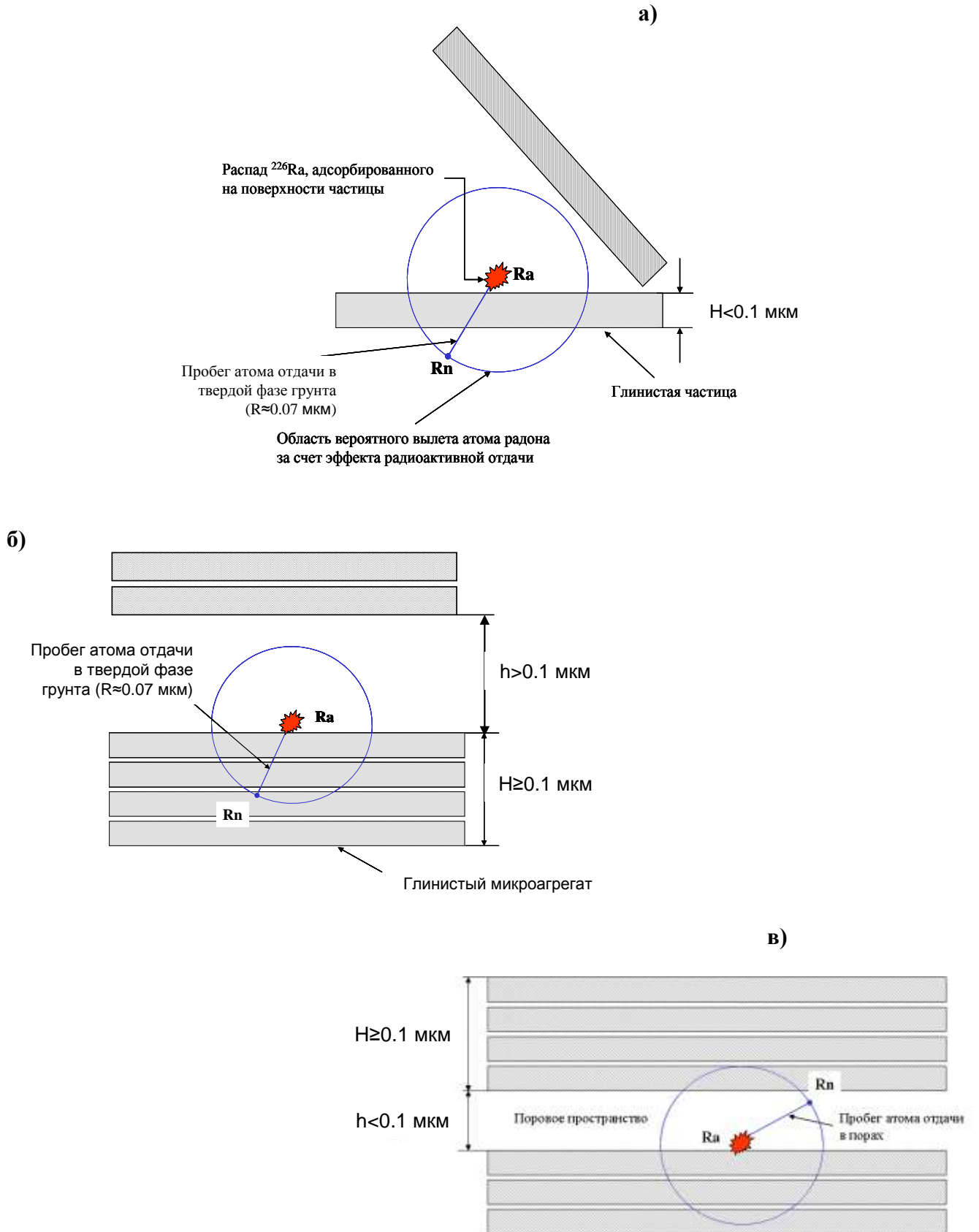


Рисунок 9. Теоретическая схема эманирования глинистых дисперсных систем: а – модель I; б – модель II; в – модель III (пояснения в тексте).

Пористость глин при этом уменьшается от 60-75% на раннем этапе диагенеза до 35-45% на позднем. Основная особенность матричной микроструктуры – наличие сплошной неориентированной глинистой массы (матрицы), в которой беспорядочно расположены песчаные и пылеватые зерна, не контактирующие друг с другом. Матричную микроструктуру имеют уплотненные морские глины, а также континентальные ледниковые и покровные отложения [Соколов 1998; Осипов и др., 2001; Осипов, Соколов 2013]. Для матричной микроструктуры характерны размеры основных структурных элементов более 0,1 мкм. То есть породы с этой микроструктурой в наибольшей мере соответствуют модели II ($H, h > R$, см. рис. 9б).

На стадии позднего диагенеза и в процессе дальнейшего уплотнения глин на стадии катагенеза, происходит дальнейшее постепенное изменение ранее сформированных микроструктур и образование новых. Наибольшее распространение на этих стадиях литогенеза имеют турбулентная и ламинарная микроструктуры. Первая формируется в конце диагенеза и начальных стадиях катагенеза, вторая на поздних этапах катагенеза. Наиболее характерная особенность турбулентной микротекстуры – присутствие листообразных изогнутых микроагрегатов глинистых частиц, ориентированных по напластованию, которые обтекают пылеватые зерна подобно турбулентному потоку (с чем и связано название структуры). Отличие турбулентной микроструктуры от матричной заключается в возрастании доли мелких и тонких пор в поровом пространстве глин, при этом крупные поры практически исчезают. Существенно повышается ориентация структурных элементов. Однако, в целом, для турбулентной микроструктуры, как и для матричной, характерны размеры основных структурных элементов более 0,1 мкм [Осипов, Соколов 2013]. То есть турбулентная микроструктура, также как и матричная (хотя, возможно, и в меньшей степени), соответствует модели II ($H, h > R$, см. рис. 9б).

Отличительная особенность ламинарной микроструктуры, образующейся на поздних стадиях катагенеза – высокая степень ориентации структурных элементов в плоскости напластования.

Основными твердыми структурными элементами ламинарной микроструктуры являются анизометричные микроагрегаты, толщиной 1-2 мкм. Помимо микроагрегатов в ламинарной микроструктуре присутствуют поликристаллические сростки микроагрегатов, анизометричной формы. Их максимальная толщина может достигать 3-4 мкм. Поровое пространство пород, обладающих данным типом микроструктуры, образовано тончайшими ультрамикropорами со средними эквивалентными диаметрами 1,5 и 3,4 мкм [Осипов и др., 2001; Осипов и др., 1989]. Очень важно, что в данной микроструктуре поры щелевидные, и эквивалентный диаметр не

дает представления об их реальном размере, поэтому более корректно в данном случае пользоваться максимальной шириной раскрытия пор, которая для микропор с эквивалентным диаметром 1,5 мкм, как правило, не превышает значения 0,1 мкм. Такие поры составляют до 71% от общей пористости породы. Причем общая пористость таких глин может составлять менее 10% [Осипов, Соколов 2013].

Кроме того, в процессе катагенеза происходит исчезновение мелких межмикроагрегатных пор и срастание тонких глинистых частиц и микроагрегатов, что приводит к переходу адсорбированного на поверхности глинистых частиц, вглубь минеральной матрицы. Породы, обладающие ламинарной микроструктурой, в полной мере соответствуют модели III ($H > R$; $h < R$, см. рис. 9в).

Таким образом, можно заключить, что современные слабоуплотненные высокопористые глинистые осадки и илы, обладающие ячеистой микроструктурой, должны характеризоваться высокими значениями коэффициентов эманирования – более 50%. Породы, прошедшие стадию диагенеза, для которых характерны матричная и турбулентная микроструктуры, обладают коэффициентами эманирования около 50%. Коэффициенты эманирования глинистых пород, прошедших стадию катагенеза (литифицированные глины и аргиллиты), должны быть существенно менее 50%.

Для проверки этого предположения нами были проведены исследования эманирования грунтов, обладающих различной микроструктурой. Всего было исследовано 25 образцов глинистых пород. Исследовались современные морские (Финский залив) и озерные (Московская область) глинистые илы, а также голоценовые озерно-болотные мергели (Москва), скорее всего, обладающие ячеистой микроструктурой, – всего 8 образцов. Кроме того коэффициенты эманирования определены в среднечетвертичных морских глинах (побережье Финского залива, Усть-Луга), четвертичных покровных глинах (Москва), и в морских глинах юрского и каменноугольного возраста (Москва) для которых характерна матричная или турбулентная микроструктура, – всего 13 образцов. Исследовались также литифицированные глины и аргиллиты (Крым), для которых характерна ламинарная микроструктуры, – всего 4 образца. Результаты измерения коэффициентов эманирования исследованных грунтов приведены в таблице 7 и на рисунке 10.

Полученные результаты свидетельствуют о возрастании коэффициентов эманирования глинистых пород в зависимости от их микроструктуры от наиболее уплотненных аргиллитов к современным высокопористым илам. На рисунке 10 приведена диаграмма коэффициентов эманирования исследованных пород в координатах $Rn^{связ} - Rn^{своб}$. По горизонтальной оси

отложено количество связанного радона в твердой фазе пород ($Rn^{связ}$), по вертикальной оси – количество свободного радона в порах породы ($Rn^{своб}$).

Таблица 7. Результаты измерения коэффициентов эманирования в образцах глин с различной микроструктурой.

Тип микроструктуры	Возраст и генезис	Кол-во образцов	Коэффициент эманирования, %		
			среднее	СО	диапазон
Ячеистая	Современный озерный и морской ил, голоценовый озерный мергель	8	61	5,8	55-70
Матричная/ турбулентная	Четвертичные покровные и морские глины, глины юрского и каменноугольного возраста	13	48	5,7	44-53
Ламинарная	литифицированные глины и мергели юрского возраста	4	5	2,1	3-8

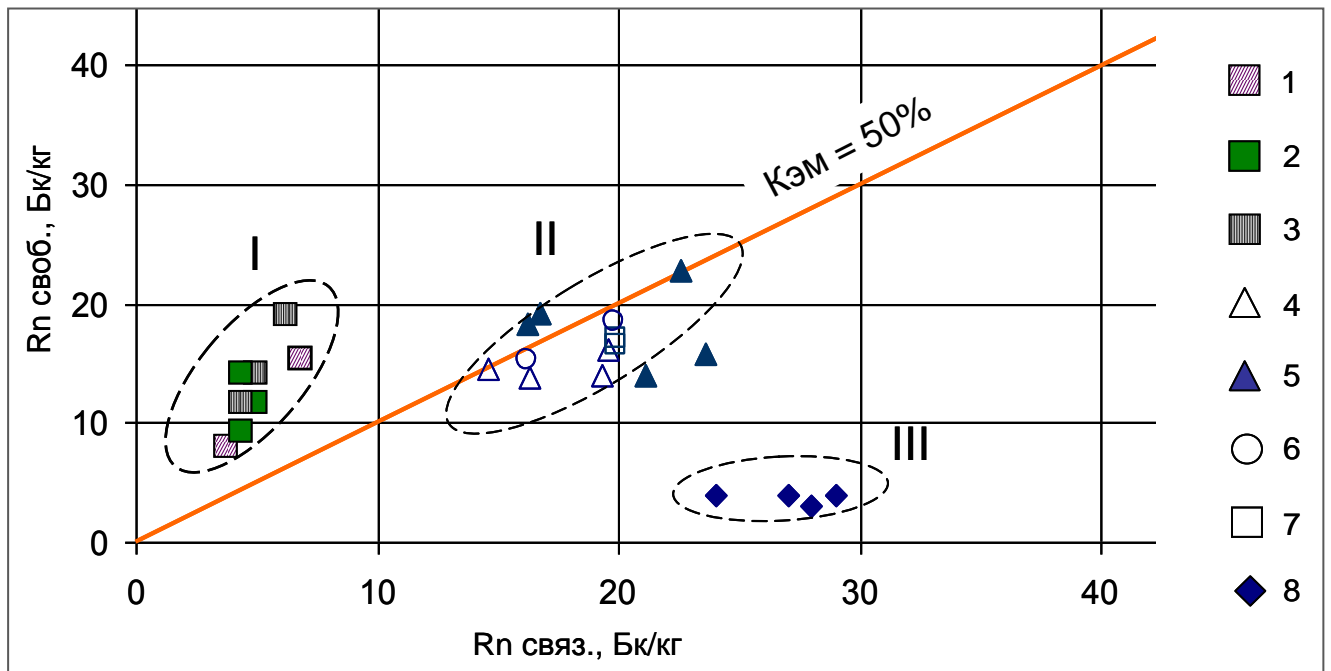


Рисунок 10. Отношение свободного и связанного радона в образцах глинистых грунтов обладающих различными типами микроструктур. I – ячеистая микроструктура ($K_{эм} = 55-70\%$): 1 - современные морские илы, 2 - озерные илы, 3 - голоценовые озерно-болотные мергели; II – матричная и турбулентная микроструктуры ($K_{эм} = 44-53\%$): 4 - четвертичные морские глины, 5 - четвертичные покровные глины, 6 - юрские морские глины, 7 - каменноугольные морские глины; III – ламинарная микроструктура ($K_{эм} = 3-8\%$): 8 – триасово-юрские аргиллиты и глины.

Линии, проведенной из начала координат под углом 45° к оси абсцисс, соответствует коэффициент эманирования 50%. Значения, попадающие выше этой линии, соответствуют более высоким коэффициентам эманирования, точки, попадающие ниже – коэффициентам эманирования ниже 50%. Как видно из рисунка, коэффициенты эманирования исследованных образцов глинистых пород распределены неравномерно и образуют три дискретных области.

Современные глинистые осадки и илы, с ячеистой микроструктурой, обладают высокими коэффициентами эманирования от 55 до 70 % и образуют область точек в правой верхней части графика (область I на рис. 10). Глинистые породы, прошедшие первичные стадии литогенеза и обладающие, скорее всего, матричной или турбулентной микроструктурой, характеризуются коэффициентами эманирования около 50% и колеблются от 44 до 53 % (область II на рис. 10). Литифицированные глины и аргиллиты, прошедшие стадию катагенеза, для которых характерна ламинарная микроструктура, образуют, область точек в нижней части графика (область III на рис. 10). Коэффициенты эманирования этих пород составляют всего 3-8%. Тот факт, что точки на графике не образуют непрерывного облака, а разделены на дискретные области, внутри которых коэффициент эманирования (соотношение свободного и связанного радона) меняется в весьма ограниченных пределах, говорит о том, что эманлирующая способность исследуемых глин определяется именно типом их микроструктуры и слабо зависит от иных факторов.

Таким образом, экспериментальные исследования коэффициентов эманирования природных глин подтверждают выдвинутое предположение об определяющей роли микроструктуры глинистых пород в формировании их эманлирующей способности. Коэффициенты эманирования глин напрямую зависят от микроструктуры породы и увеличиваются в ряду: ламинарная < турбулентная/матричная < ячеистая. Это значит, что эманлирующая способность глин в природных условиях формируется в процессе литогенеза в масштабах геологического времени, а локальные изменения современных приповерхностных условий, таких как температура и влажность пород, вопреки распространенному мнению, не влияют на эманирование дисперсных грунтовых систем.

2.6 Общие закономерности формирования эманлирующей способности грунтов

Приведенные выше результаты исследований свидетельствуют, что основным процессом, определяющим эманирование грунтов, является эффект радиоактивной отдачи при распаде радия. На пути движения атома отдачи через твердое вещество температура в узкой локальной области резко повышается и образуется канал – трек, окруженный зоной разупорядоченной

кристаллической структуры (каскады смещенных атомов). Область стабилизации атома отдачи метастабильна, с повышенным содержанием энергии и дефектов кристаллической решетки. Таким образом, радон в твердой фазе находится в виде отдельных атомов, расположенных в треках отдачи – участках с разупорядоченной структурой вещества. В случае распределения радия равномерно по объему минерального зерна, т.е. при нахождении радия внутри кристаллической решетки минерала, треки отдачи, в которых находится радон, как правило, не имеют связи с поверхностью зерен и с окружающей средой (закрытые треки). Переход радона из закрытых треков отдачи в жидкую или газовую фазу практически невозможен, т.к. диффузия радона через твердую фазу в обычных условиях ничтожно мала (за исключением некоторых органических веществ с разрыхленной структурой). Этот т.н. «связанный» радон прочно удерживается твердой фазой, и может частично проникать в окружающую среду только при нагревании минерала до температуры разрыхления кристаллической решетки. В случае нахождения радия в адсорбированном состоянии на поверхности минеральных зерен треки, образованные атомами отдачи радона, соединены с поверхностью твердой фазы (открытые треки). Открытые треки могут формироваться и при пересечении атомом отдачи микротрещин в кристаллах. Нашими исследованиями установлено, что такой радон также прочно удерживается твердой фазой грунта даже при прокаливании до температур 150-180 °С, т.е. он также относится к «связанной» форме. Вместе с тем, есть основания предполагать, что радон, находящийся в открытых треках при определенных условиях более подвижен. Так исследованиями И.Ю. Козловой, В.И. Уткина и др. [2012], установлено, что при прокаливании образцов гранита и глин до температуры 200-250 °С и выше наблюдается резкое и значительное выделение радона из образцов. Это явление пока не получило должного объяснения, однако, на наш взгляд оно, скорее всего, обусловлено выделением связанного радона, находящегося в «открытых» треках, в поровое пространство грунта. Известно, что треки отдачи, представляющие собой зоны разупорядоченной кристаллической структуры, легче подвергаются растворению и замещению по сравнению с остальной ненарушенной частью кристаллической решетки [Титаева 2005]. Можно предположить, что при температуре 200-250 °С в нарушениях трека активизируется диффузионный перенос радона, что приводит к его выделению из открытых треков отдачи в поровое пространство. Таким образом, единственная форма нахождения радона в твердой фазе горных пород – рассеянная в виде отдельных атомов находящихся в открытых и закрытых треках отдачи.

За счет эманирования часть атомов радона, образовавшихся при радиоактивном распаде атомов радия, попадает в поровое пространство грунта. Необходимо отметить, что многие исследователи определяли и определяют эманирование как «выделение радона из твердого тела

в окружающую среду (жидкую или газообразную фазу)». При этом под «окружающей средой» по сути, понимается воздух (или жидкость), окружающие исследуемый образец. Механизм эманирования в данном определении включает две составляющих, одна из которых связана с эффектом радиоактивной отдачи, другая же обусловлена диффузионным выносом атомов радона, попавших за счет радиоактивной отдачи в систему соединяющихся микротрещин, нарушений структуры, промежутков между гранями кристаллов и других «микрокапилляров» присутствующих в твердом теле [Старик 1960]. То есть под эманированием в данном случае понимается совокупность двух процессов – радиоактивной отдачи и диффузии. Подобный подход распространен и, возможно, оправдан, при исследованиях непористых или малопористых сред – металлов, кристаллов различных искусственных солей, природных минералов и т.п. Однако при изучении поведения радона в пористых средах, каковыми являются горные породы, рыхлые дисперсные отложения, почвы, данный подход, на наш взгляд, неправилен. Дело в том, что диффузия – основной механизм переноса радона в пористых средах независимо от размера пор. Радон, оказавшийся в поровом пространстве пород (свободный радон), являясь инертным газом, крайне подвижен, и легко перераспределяется между разными видами пор. Как было показано выше, диффузионное равновесие радона в образцах дисперсных грунтов в целом, в том числе между макро- и микропорами (содержащими только связанную воду) устанавливается крайне быстро – в течение первых часов. Тогда как, например, для радия, находящегося в породах, скорее всего, в виде катиона Ra^{2+} , время установления диффузионного равновесия между связанной водой «микрокапилляров» и гравитационной водой составляет более года [Токарев, Щербаков 1956; Старик 1960]. Иными словами для инертного одноатомного радона принципиального различия в механизмах и интенсивности переноса радона в макропорах и в микропорах не существует. Таким образом, по нашему мнению под эманированием с точки зрения исследований эманионных полей, следует понимать процесс выделения свободного радона из твердой фазы в газовой-жидкую среду порового пространства грунта за счет эффекта радиоактивной отдачи. Диффузия же радона из порового пространства (включая микрокапилляры) в окружающую среду, наряду с конвекцией и др. процессами переноса, подчиняется своим законам, и не связана непосредственно с эманированием.

Радиоактивная отдача определяется только внутриядерной энергией радиоактивного распада, и не зависит от внешних термодинамических условий. В связи с чем коэффициент эманирования практически не зависит от таких внешних факторов, как температура, влажность среды. Этот показатель определяется главным образом, характеристиками среды, так или иначе,

влияющими на вероятность вылета атомов отдачи радона из твердой фазы в поровое пространство. Среди них, наиболее значимые:

- распределение радия в твердой фазе (равномерное по объему или поверхностное),
- свойства среды, заполняющей поры, определяющие длину пробега атомов отдачи радона в поровом пространстве.
- размеры структурных элементов (пор и частиц) по отношению к длине пробега атомов отдачи, т.е. микроструктура грунта.

Кроме этого, повышенной эманулирующей способностью обладают грунты, содержащие органику. Это связано со слабым удержанием связанного радона органическим веществом и существенным его выносом из органики за счет диффузии. То есть для органики, в отличие от минерального вещества, основным механизмом эмануирования будет уже не столько радиоактивная отдача, сколько диффузия радона через органическое вещество.

Влияние на эмануирование внешних факторов, таких как температура среды, влажность грунта, его плотность, пористость, пластичность, удельная поверхность и т.п., опосредованно, и связано с изменениями перечисленных выше микроструктурных характеристик.

Таким образом, коэффициент эмануирования грунта, связан с ядерно-физическими процессами радиоактивной отдачи и определяется, прежде всего, распределением радия в твердой фазе и микростроением грунта, т.е. соотношением размеров и геометрией пор и частиц, слагающих породу.

Как показывает анализ литературных данных и результаты исследований автора, сорбционные процессы не играют сколько-нибудь существенной роли в процессе эмануирования, а также вообще в распределении и поведении радона в грунтах. Являясь химически инертным газом, обладая нулевой валентностью и зарядом, свободный радон слабо взаимодействует с гидрофильными сорбентами, в том числе с твердой компонентой грунта в условиях ее естественного увлажнения.

Растворенный радон быстро приходит в термодинамическое равновесие со средой и при изменении внешних условий переходит в газовую фазу и обратно. При этом, диффузионное равновесие свободного радона с окружающей средой и между разными видами пор, в включая ультрамикропоры, устанавливается также очень быстро, т.е. для радона эффективная (т.е. доступная для миграции) пористость совпадает с открытой пористостью грунта. Таким образом, свободный радон крайне подвижен и легко мигрирует в поровом пространстве при наличии развитой открытой пористости.

Общая схема процесса формирования эманулирующей способности горных пород представлена на рисунке 11.

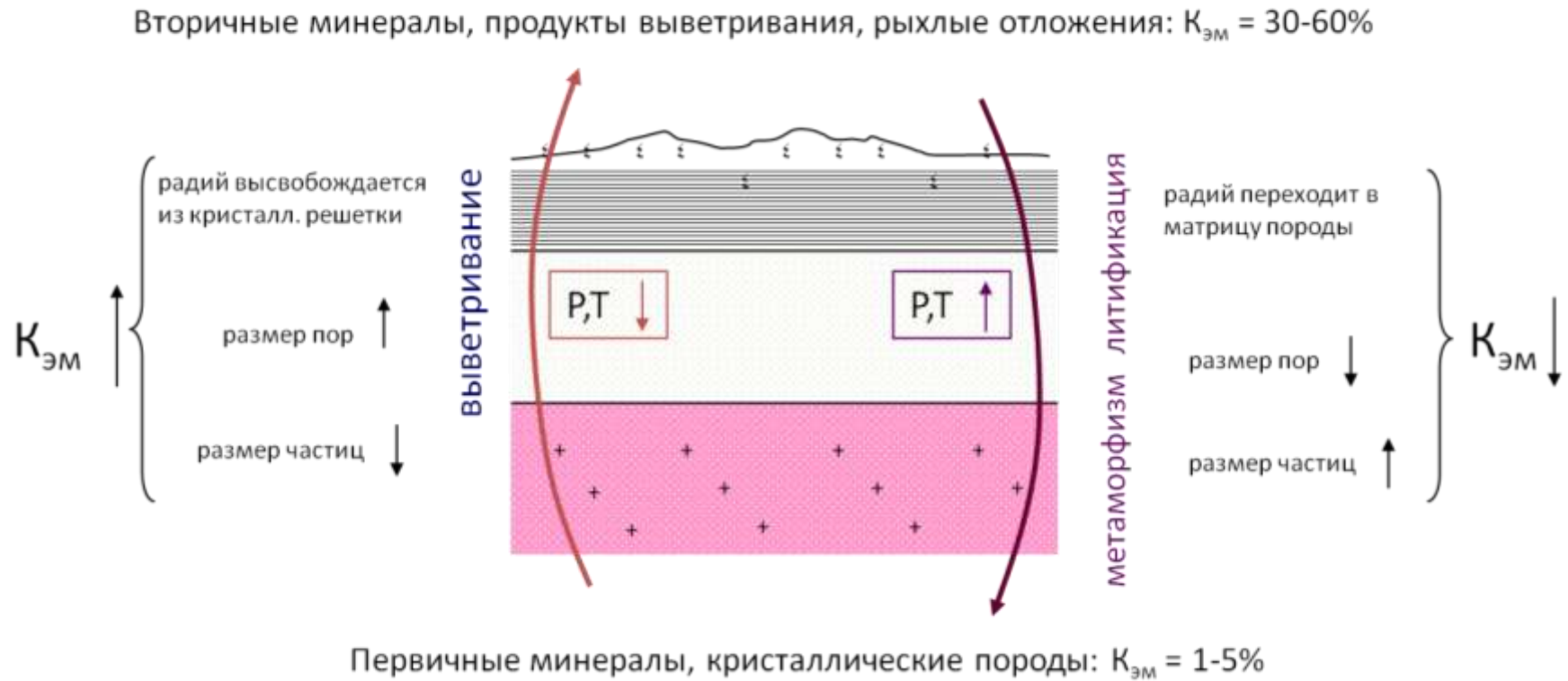


Рисунок 11. Общая схема процесса формирования эманулирующей способности горных пород.

На основе обобщения полученных данных, можно сделать вывод, что основным процессом, приводящим к увеличению интенсивности выделения радона горными породами, выступает физическое и химическое выветривание, приводящее к разрушению первичных минералов, слагающих магматические и метаморфические породы, и постепенному преобразованию их в гипергенные тонкодисперсные высокопористые образования. Эти процессы приводят к высвобождению радия из кристаллической матрицы минералов и сорбции его на тонкодисперсных продуктах выветривания, в том числе, глинистых минералах и органике, что резко повышает эманулирующую способность образований зоны выветривания по сравнению с глубинными породами. По нашему мнению, высвобождение радия из минеральной матрицы в результате локального выветривания пород вдоль тектонических трещин и его сорбция на поверхности твердой фазы, обуславливает повышенную эманулирующую способность пород в зонах тектонического дробления по сравнению с ненарушенным массивом. С другой стороны, процессы литификации и метаморфизма поверхностных гипергенных образований при их погружении в зону ката- и метагенеза, сопровождающиеся коренной перестройкой структуры пород, дегидратацией, схлопыванием микропор (слипанием частиц), изменением типа контактов между частицами, цементацией порового пространства, частичной или полной перекристаллизацией, приводит к переходу радия в матрицу породы и вызывает резкое снижение эманулирующей способности пород. В результате глубинным кристаллическим породам свойственны крайне малые значения $K_{эм}$ (1-5 %), а максимальные коэффициенты эманулирования, достигающие 50 % и более характерны для приповерхностных дисперсных отложений. То есть эманулирующая способность горных пород в природных условиях формируется в процессе длительной естественноисторической эволюции вещества, протекающей в масштабах геологического времени, при этом локальные изменения современных приповерхностных условий, таких как температура и влажность пород, вопреки распространенному мнению, на эманулирование не влияют.

Из постоянства коэффициентов эманулирования пород, обладающих однородным составом и генезисом (историей формирования) и независимости этого показателя от внешних условий (температуры, влажности), вытекает важное практическое следствие – возможность использовать в расчетах радоновых полей в ходе поисковых или геоэкологических исследований средние (репрезентативные) значения коэффициентов эманулирования грунтов различного состава и генезиса, определенные по ограниченным выборкам. Это особенно актуально, учитывая сложность и кропотливость измерения коэффициентов эманулирования как в массиве в полевых условиях, так и в образцах.

ГЛАВА 3 ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ РАДОНОВОГО ПОЛЯ ГРУНТОВЫХ МАССИВОВ

В Главе 1 (раздел 1.3) было показано, что радоновое поле крайне чувствительно к любым, даже самым слабым, внешним воздействиям, таким как колебания метеоусловий, флуктуации газопроницаемости грунтов и почв, изменения напряженного состояния массива грунтов и т.п. В результате объемная активность радона в подпочвенном воздухе и плотность потока радона с поверхности грунтов постоянно и на первый взгляд незакономерно изменяется во времени, что затрудняет интерпретацию результатов как разовых эманационных съемок, так и мониторинговых исследований.

Из анализа литературы следует, что закономерности временных колебаний радонового поля до настоящего времени до конца не ясны, а имеющиеся данные во многом противоречивы. В разных исследованиях часто фиксируются совершенно разный спектр колебаний, выявить какой-либо основной фактор или группу факторов, в наибольшей степени влияющий на радоновое поле, не удастся. В значительной степени это связано с тем, что длительные (год и более) режимные измерения ОА радона чаще всего проводились на какой-то одной глубине, максимум двух глубинах, что не позволяло получить стационарные распределения радона в грунтовом профиле. Очевидно, что верифицировать модели переноса радона по одной - двум точкам, или по нестационарным вертикальным распределениям радона, полученным в случайный момент времени, некорректно. Не проводилось также совместных режимных наблюдений ОА радона в подпочвенном воздухе и плотности потока радона с поверхности грунта, т.е. мониторинга полного набора параметров радонового поля. Между тем, такие исследования позволили бы получить наиболее полную информацию о пространственно-временном распределении радонового поля, весьма важную для моделирования поведения радона в приповерхностной зоне.

В связи с этим, была поставлена задача провести долговременные синхронные режимные измерения параметров радонового поля на экспериментальных площадках, расположенных в разных регионах, различающихся как географическим положением, климатическими условиями, так и геологическим строением. Причем исследования должны включать в себя измерения как объемной активности радона на разных глубинах, вплоть до глубины 5-10 м, так и плотности потока радона с поверхности грунта в пределах участка, а также метеофакторов, колебаний уровня грунтовых вод и др. параметров, влияющих на формирование радонового поля. Цель исследований – охарактеризовать амплитуду, характер и закономерности временных колебаний радонового поля. Исследования были выполнены в рамках

Государственного контракта № 21.006.11.2 от 24.05.2011 в рамках Федеральной целевой программы «Обеспечение ядерной и радиационной безопасности на 2008 год и на период до 2015 года». Исследования выполнялись на базе НТЦ Радиационно-химической безопасности и гигиены ФМБА России под научным руководством зав. лабораторией природных источников ионизирующих излучений ФГУП НТЦ РХБГ ФМБА России д.ф.-м.н. А.М. Маренного. Также в исследованиях участвовали Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН (ИГФ УрО РАН), Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН (ИГЭ РАН), ООО «НТЦ Амплитуда», ООО «ГК РЭИ», Пятигорский государственный НИИ Курортологии (ФГБУ ПГНИИК ФМБА). Кроме того, к отдельным видам измерений привлекались сотрудники НИИСФ РААСН, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН) и ФГУП ВИМС.

Автору диссертации принадлежит идея организации режимных наблюдений параметров радонового поля, разработка Программы и регламента измерений. В обязанности автора входило осуществление научного руководства исследованиями радонового поля (показателей радоноопасности), обработка и анализ получаемых данных. Также автор участвовал непосредственно в организации и оборудовании экспериментальных площадок и проведении отдельных сеансов измерений.

Для проведения режимных измерений были выбраны четыре пункта, расположенные в пределах таких крупных регионов как Восточно-Европейская равнина, Средний Урал и Северный Кавказ (регион КМВ). В пределах Восточно-Европейской равнины выбрано два пункта в г. Москве и в д. Морозовы Борки Рязанской обл. Один пункт выбран в г. Екатеринбурге в Уральском регионе. На Северном Кавказе экспериментальный пункт выбран в окрестностях г. Пятигорска, у подножия склона г. Бештау (пос. Розы Люксембург). При выборе территорий для проведения исследований были учтены следующие факторы:

- плотность населения и степень освоения территории;
- геологическое строение и геодинамическая активность территории;
- климатические характеристики.
- наличие организаций, имеющих опыт проведения подобных исследований.

Выбранные для исследований регионы отличаются климатическими условиями геологическим строением, тектоникой и геодинамическим режимом. В пределах выбранных пунктов были оборудованы экспериментальные площадки (ЭП).

3.1 Краткая характеристика геолого-тектонических условий расположения экспериментальных площадок

На рисунке 11 представлено расположение пунктов наблюдения на схеме тектонического районирования Восточно-Европейской платформы и прилегающих территорий. Видно, что два пункта (г. Москва и д. Морозовы Борки Рязанской обл.) расположены в пределах Восточно-Европейской древней платформы, в центральной ее части, наиболее стабильной с тектонической точки зрения. Пункты расположены в пределах крупных отрицательных структур в погребенном рельефе докембрийского гранитно-метаморфического фундамента.

Московский пункт расположен в пределах Московской синеклизы – крупной депрессии в рельефе древнего фундамента платформы, заполненной терригенно-карбонатными отложениями чехла девонского, каменноугольного, юрского и мелового возраста. В районе расположения пункта (юго-запад Москвы, Битцевский парк) рельеф древнего фундамента осложнен узким и глубоким рифтовым грабенообразным прогибом широтного простирания – Подмосковным авлакогеном, образовавшимся в позднем протерозое (раннем рифее), и заполненным грубообломочными и вулканогенными отложениями рифея и венда. Глубина залегания гранитно-метаморфических пород фундамента в районе Московского пункта составляет около 2,5 км [Москва... 1997]. Породы фундамента перекрыты мощным чехлом водонасыщенных палеозойских осадочных терригенно-карбонатных пород и мезозойских песчано-глинистых отложений. Верхняя часть геологического разреза представлена четвертичными ледниковыми отложениями.

Пункт в д. Морозовы Борки расположен в пределах Пачелмского авлакогена – одного из крупнейших древних рифтовых прогибов в фундаменте платформы. Гранитно-метаморфические породы фундамента залегают в этом районе на глубинах около 4 км. Этот прогиб, как и вся сеть подобных узких и протяженных отрицательных структур, образовался в авлакогеновую стадию развития платформы в раннем рифее. Данная стадия развития платформы в целом завершилась в конце протерозоя, когда авлакогены были заполнены осадками и прекратили существование, как активные структуры. Полностью активные геодинамические процессы в пределах этих структур завершились в палеозое, более 250 млн. лет назад. В настоящее время древние авлакогены являются «отмершими» и относятся к внутренней, наиболее стабильной области платформы. Эти структуры никак не проявлены в поле очагов слабых землетрясений, регистрируемых на платформе, и в зонах геодинамического влияния удаленных сильных сейсмических событий [Юдахин и др., 2003].

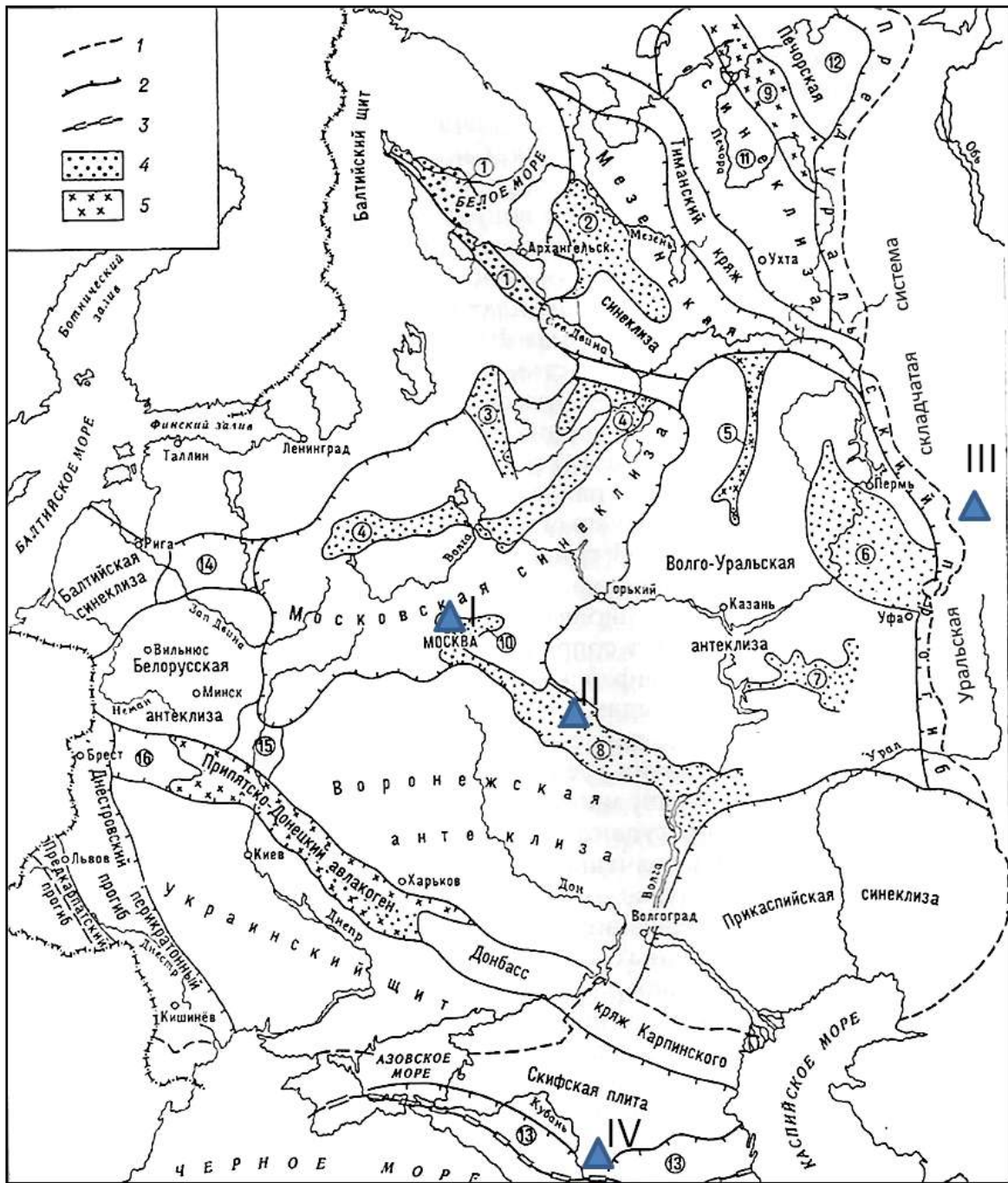


Рисунок 11. Расположение экспериментальных пунктов (треугольники) на схеме тектонического районирования Восточно-Европейской платформы и прилегающих территорий [тектоническое районирование по Юдахину и др., 2003]. Пункты: I – Московский, II – д. Морозовы Борки, III – Екатеринбургский, IV – Пятигорский.

Арабскими цифрами обозначены: 1 – граница Руссокой платформы, 2 – границы основных тектонических структур, 3 – южная граница Скифской плиты, 4 – докембрийские авлакогены, 5 – палеозойские авлакогены; цифры в кружках: 1-9 – авлакогены (1 – Беломорский, 2 – Лешуконский, 3 – Воже-Лачский, 4 – Среднерусский, 5 – Кажимский, 6 – Котласский, 7 – Серноводско-Абдуллинский, 8 – Пачелмский, 9 – Печоро-Колвинский, 10 – Подмосковский грабен), 11, 12 – впадины (11 – Ижма-Печорская, 12 – Хорейверская), 13 – Предкавказский передовой прогиб, 14-16 – седловины (14 – Латвийская, 15 – Жлобинская, 16 – Полесская).

Докембрийские структуры перекрыты мощным чехлом водонасыщенных палеозойских осадочных терригенно-карбонатных пород и мезозойских песчано-глинистых отложений. Верхняя часть геологического разреза представлена четвертичными аллювиальными песчано-глинистыми отложениями.

Таким образом, для районов расположения Московского пункта и пункта Морозовы Борки характерны тектоническая стабильность, и весьма значительная глубина залегания пород гранитно-метаморфического фундамента, перекрытых мощным (2-4 км) чехлом водонасыщенных осадочных отложений.

Екатеринбургский и Пятигорский пункты расположены в пределах значительно более молодых и более активных в тектоническом плане геологических структур, относящихся по времени своего формирования к герцинскому этапу (250-450 млн. лет назад).

Екатеринбургский пункт расположен в пределах Уральской горно-складчатой системы. Становление складчатого основания Урала относится к позднему палеозою, а современный горный рельеф сформировался в результате более поздних активизаций, наиболее сильная из которых произошла в неогене (около 10-15 млн. лет назад), и была связана с мощными процессами горообразования в альпийско-гималайском подвижном поясе. В четвертичное время восходящие тектонические движения возобновились и вызвали рост сглаженных выветриванием Уральских гор. За последние 700 тыс. лет они поднялись на 200-400 м. В последние сотни тысяч лет Урал в целом остается тектонически стабильным регионом [Юдахин и др., 2003]. В районе расположения Екатеринбургского пункта осадочные отложения отсутствуют, и на дневную поверхность выходят девонские магматические породы (граниты и габбро), образовавшиеся около 400 млн. лет назад. В верхней части разреза, сформировалась кора выветривания, мощностью 7-10 м, в которой первичные породы разрушены выветриванием до обломков и дресвы с супесчано-суглинистым заполнителем.

Пятигорская площадка расположена в пределах Минераловодского выступа Скифской плиты, складчатое основание которой образовалось в позднем палеозое. В последующем, в ходе длительного геологического развития территории, фундамент плиты испытывал многократные опускания и был перекрыт мощным (порядка нескольких километров) чехлом морских осадочных отложений, сменившихся к концу мела – палеогену отложениями молассовой формации, поступавшими за счет размыва складчатого сооружения Кавказа, начавшего формироваться в то время [Марков, Косарев 1984]. Минераловодское поднятие начало формироваться в позднем неогене (плиоцене), когда происходило общее вздымание Кавказского мегаантиклинория, и продолжается по настоящее время. Поднятие является северной ветвью крупной меридиональной приподнятой зоны – Транскавказского поднятия,

простирающегося через Эльбрусскую вулканическую зону далеко на юг [Милановский 1963]. Существенной особенностью Минераловодского выступа являются многочисленные внедрения магмы кислого состава в толщу мезокайназойских осадочных отложений в позднем неогене (порядка 10-12 миллионов лет назад), сформировавшие своеобразный рельеф одиночных горных массивов [Костенко 1948]. Согласно результатам последних исследований [Астапова 2011; Сазонов и др., 2009; Сазонов, Коллеганова 2006], Минераловодский выступ испытал повторное интенсивное воздымание в четвертичное время. О четвертичном возрасте воздымания горных массивов говорит факт обнаружения четвертичных речных террас реки Подкумок на склонах гор Машук и Лысая, на высоте несколько сотен метров над поймой реки. Время наиболее активных движений оценивается как голоценовое, т.е. от 10 тыс. лет назад до 3,5 тыс. лет назад, когда происходили последние извержения вулкана Эльбрус, находящегося южнее рассматриваемого региона. Скорее всего, активные геодинамические и тектономагматические процессы происходят в исследуемом регионе и в настоящее время, о чем свидетельствует современная геотермальная активность и 9-ти балльная сейсмичность региона [Сазонов и др., 2009]. Широкое развитие кислых щелочных интрузивов и криптоэффузивных образований, обогащенных естественными радионуклидами, пронизывающих осадочный комплекс, обуславливает высокую радиоактивность пород в исследуемом регионе. В районе западного склона горы Бештау (г. Лермонтов) разрабатывалось месторождение урановых руд, известны выходы на поверхность радоновых вод, в связи с чем сам г. Лермонтов известен, как один из наиболее неблагоприятных городов России с точки зрения облучения населения радоном. Таким образом, Пятигорский пункт расположен в зоне развития интенсивных современных геодинамических процессов и характеризуется широким спектром пород, обладающих повышенной радиоактивностью.

Екатеринбургская и Пятигорская площадки, строго говоря, не относятся к платформенным территориям, однако результаты исследований на этих площадках будут использованы в данной работе, т.к. дают дополнительное представление о формировании радоновых полей.

3.2 Методические аспекты долговременных режимных измерений

В пределах выбранных территорий оборудовано 4 экспериментальных площадки (ЭП): «Московская» ЭП (г. Москва), «Рязанская» ЭП (д. Морозовы Борки, Рязанской обл.), «Екатеринбургская» ЭП (г. Екатеринбург) и «Пятигорская» ЭП (пос. Розы Люксембург, пригород Пятигорска). Для обеспечения единых методических подходов, на всех ЭП измерения параметров радонового поля проводились в соответствии с единой программой и регламентом

[Инструкция... 2011], разработанной с участием автора диссертации, использовались одинаковые средства измерений, одни и те же методики. Все используемые методики и средства измерений должным образом методически аттестованы и поверены.

На всех площадках были размечены точки измерений плотности потока радона, пробурены скважины и оборудованы специальные пробоотборники радона на глубинах 0,2; 0,5; 1,0; 2,0; 5,0 м (на отдельных ЭП – до 10 м). Отобраны пробы грунта для спектрометрических измерений и определения свойств грунтов. Согласно общему регламенту на экспериментальных площадках с частотой 4 раза (4 сеанса измерений) в месяц проводились следующие виды измерений:

- измерения плотности потока радона с поверхности грунта в 20-25 точках;
- измерения ОА радона в подпочвенном воздухе, а также температуры грунта по вертикальному профилю до глубины 5,0-10,0 м;
- метеорологические наблюдения (атмосферное давление, температура воздуха, влажность воздуха и почвы, скорость ветра) в периоды проведения измерений;
- измерения влажности почв полевым полуколичественным методом;
- определения уровня грунтовых вод и/или проявлений верховодки в колодцах и скважинах.

В ходе исследований стремились к тому, чтобы сеансы измерений на всех экспериментальных площадках проводились в одно время. Хотя иногда в этом графике происходили изменения, вызванные исключительно техническими причинами.

Измерения ППР проводились на поверхности грунта методом сорбции радона на активированный уголь. На площадках разбивалась сеть точек измерения ППР с шагом 10x15 м. Накопительные камеры с активированным углем устанавливались в специально подготовленных лунках, глубиной около 5 см (удален дерн). Камеры выдерживались (экспонировались) на грунте строго в течение 4-х часов. Экспонирование камер проводилось в первой половине дня в интервале с 7-00 до 13-00. Использовалось оборудование из измерительного комплекса для мониторинга радона «Камера». Измерения активности радона в угле и определение ППР проводилось с применением датчиков бета-излучения БДБ-13 и ПО «Радон-98». Погрешность определения ППР не превышает 30 %.

Для проведения измерений ОА радона в подпочвенном воздухе на разных глубинах были пробурены скважины соответствующей глубины диаметром 89 мм. Бурение проводилось с помощью механических буровых установок (типа УГБ-50) с послойным описанием керна и отбором проб для характеристики геологического разреза площадки и определения свойств грунтов. Также на каждой ЭП было пройдено по два шурфа, глубиной 0,2 и 0,5 м. На забое пробуренных скважин и в шурфах были установлены пробоотборники – специальные емкости, объемом 1,5 л (рис. 12), с выведенными на поверхность пластиковыми трубками, а также

датчики измерения температуры грунтов. Прикрепленные к пробоотборникам пластиковые трубки для отбора подпочвенного воздуха и провода от датчиков температуры были выведены на поверхность. Устанавливались пробоотборники двух типов – удлиненные «цилиндрические», и укороченные «куполообразные». «Цилиндрические» пробоотборники (рис. 12а) помещались в скважины, диаметром 80 мм, на глубину 1 м и более. «Куполообразные» (рис. 12б) – на глубину менее 1 м в подготовленные для этого шурфы.

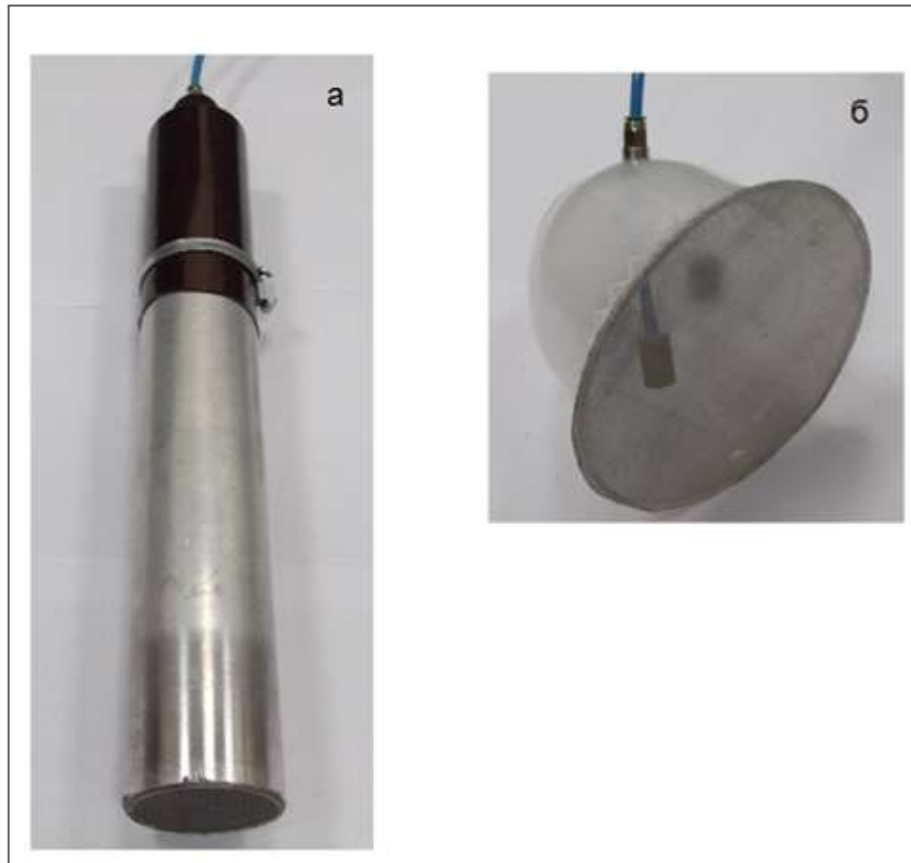


Рисунок 12. Общий вид пробоотборников для отбора газообразных и жидких проб из грунта. а) – «цилиндрический»; б) – «куполообразный».

После установки пробоотборников скважины и шурфы засыпались грунтом. Непосредственно пробоотборники были засыпаны кварцевым песком, выше устраивался «глинистый замок» (с использованием раствора бентонита), далее скважины засыпаны местным материалом. В устье скважин также был устроен «глинистый замок». «Глинистый замок» устроен с целью гидро- и газоизоляции ствола скважины, для устранения влияния скважины на перенос радона в массиве, а также для предотвращения затекания в скважину метеорных вод.

Пластиковые трубки, выходящие из пробоотборников на поверхность, закрываются с помощью специальных зажимов, и открываются только на время проведения пробоотбора. Конструкция пробоотборников и схема их установки в грунт показаны на рисунке 13.

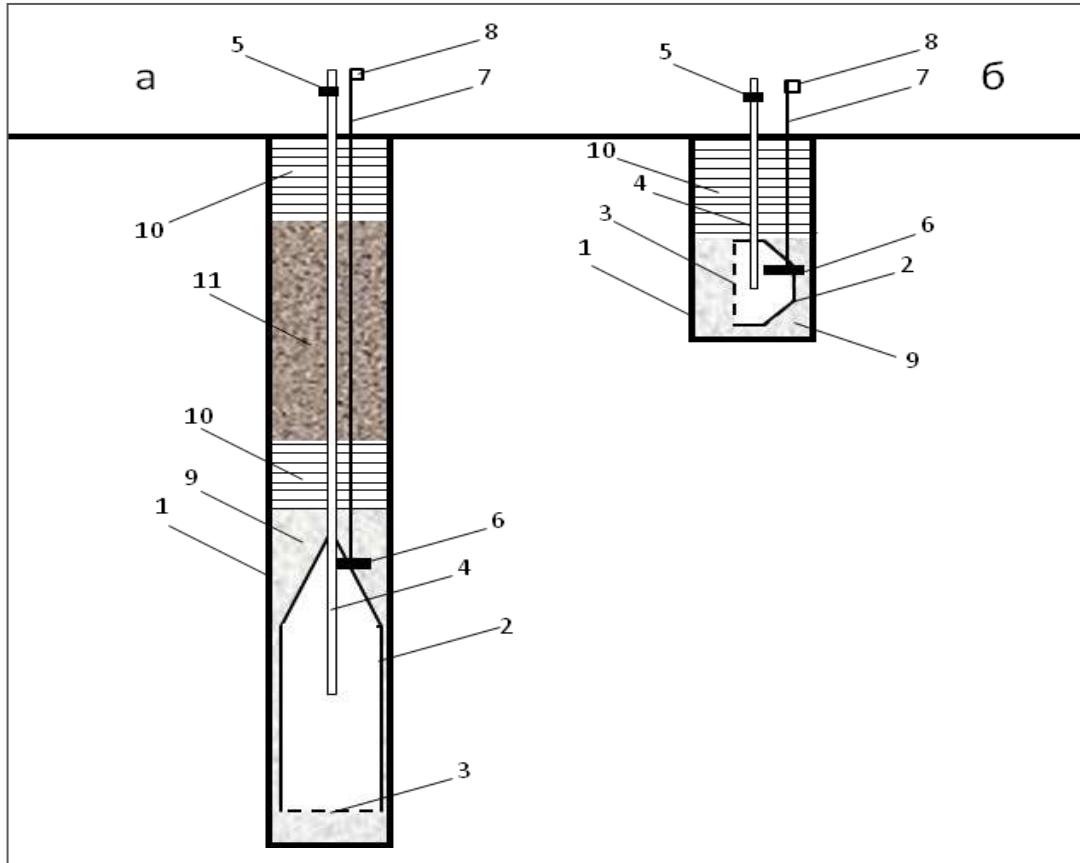


Рисунок 13. Конструкция «цилиндрических» (а) и «куполообразных» (б) пробоотборников и схема их установки в грунт: 1 – ствол скважины, 2 – металлический (а) или пластиковый (б) корпус пробоотборника, 3 – металлическая сетка, 4 – пластиковая трубка, 5 – зажим, 6 – температурный датчик, 7 – провод температурного датчика, 8 – разъем температурного датчика для подключения измерительной аппаратуры, 9 – кварцевый песок, 10 – глинистый замок, 11 – утрамбованный грунт обратной засыпки.

Измерения ОА радона в грунте проводилось методом сорбции радона на активированный уголь с принудительным отбором почвенного воздуха. Система обеспечивает отбор пробы порового радона из грунта в газообразном или жидком состоянии. Воздух или поровая влага откачивалась из пробоотборников радона, расположенных в скважинах, через пластиковые трубки с помощью шприца Жане, объемом 150 мл, и переводилась в сорбционную колонку с активированным углем (из комплекта оборудования комплекса «Камера»). При этом радон,

находящийся в пробе, сорбируется на активированный уголь. Общий объем пробы составлял около 1 л.

Измерения активности радона в угле проводились с использованием оборудования и измерительной аппаратуры из состава измерительного комплекса «Камера». Погрешность измерения ОА радона не превышает 30 %. Измерения температуры проводятся с помощью бытовых термометров с выносным датчиком.

Измерения радиационно-физических свойств грунтов проводились в НИИ Строительной физики РААСН (Л.А. Гулабянц, А.А. Цапалов), а также в ГЕОХИ им. В.И. Вернадского РАН (А.П. Борисов). Определялась удельная активность естественных радионуклидов ^{232}Th , ^{40}K , ^{238}U (по ^{234}Th), ^{226}Ra , а также удельная активность долгоживущего дочернего продукта распада радона – ^{210}Pb . Удельная активность радионуклидов определялась гамма-спектрометрическим методом (см. Гл. 2, раздел 2.1), удельная активность ^{210}Pb определялась по линии гамма-излучения 47 кэВ на гамма-спектрометре, оснащенный планарным полупроводниковым детектором. В ходе измерений использовались:

- гамма-спектрометрический комплекс на основе сцинтилляционного (NaJ(Tl)) детектора с колодцем (НИИ СФ РААСН). Измерения проводились в геометрии близкой к 4 π, в стаканах, объемом 0,2 л с герметичной пробкой. Удельная активность ^{226}Ra определялась методом накопления ДПР радона в герметичных контейнерах в течение 14 дней. Погрешность измерения составляла не более 20%.

- гамма-спектрометрический комплекс на основе планарного полупроводникового (HPGe) детектора (ГЕОХИ РАН). Погрешность измерения 10-15 %.

Кроме того, на «Московской» и «Екатеринбургской» ЭП проводились измерения удельной активности естественных радионуклидов полевым методом в шпурах и скважинах (геометрия 4 π) с использованием гамма-спектрометра СКС-99 «Спутник» в полевом варианте. Погрешность измерений не более 30 %.

На каждой площадке были определены коэффициенты эманирования грунтов по формулам, приведенным в Главе 2 (см. раздел 2.1), и коэффициенты диффузии радона в приповерхностных грунтах оригинальным методом, разработанным А.А. Цапаловым и Л.А. Гулабянцем [Гулабянц, Цапалов 2010; Цапалов 2008]. Также определялась плотность и рассчитывалась пористость грунта по установленным методикам [Практикум... 1993].

Полуколичественные измерения влажности почв проводились садовыми измерителями влажности «MOISTURE METER», отградуированными в относительных единицах. Для целей данных исследований этот метод вполне приемлем.

Результаты измерений и их первичной обработки сводились в единую базу данных. По результатам каждого сеанса измерений, рассчитывались средние значения ППР по площадке, которые использовались в дальнейшем для анализа закономерностей временных колебаний ППР.

На Московской ЭП измерения выполнялись с привлечением сотрудников ФГУП НТЦ РХБГ ФМБА России и ООО «ГК РЭИ», на Рязанской ЭП – ООО «Амплитуда», на Екатеринбургской ЭП – Института геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, на Пятигорской ЭП – ФГБУ ПГНИИК ФМБА России.

3.3 Описание экспериментальных площадок

3.3.1 Экспериментальная площадка «Московская»

Измерения на «Московской» ЭП проводились 1 раз в неделю, преимущественно по пятницам, в период с 22.07.2011 по 17.10.2013 г. Всего выполнено 103 сеанса измерений. Расположение участка выбрано на основе анализа имеющейся географической, геологической и геофизической информации. Экспериментальная площадка расположена на юго-западной окраине г. Москвы (район Ясенево) в пределах природно-исторического парка «Битцевский лес» вблизи лесничества. Схема расположения и общий вид площадки приведены на рисунке 14. Площадка расположена в северной части большой поляны, заросшей злаковым разнотравьем.

Площадка находится на вершине водораздела между р. Городня (бассейн р. Москвы) и р. Битца (бассейн р. Оки). Поверхность представляет собой участок моренной равнины с абсолютными отметками поверхности от 230,9 м в юго-западной части участка до 232,2 м в северо-восточной части участка. Поверхность ровная, с небольшим уклоном к западу, где за пределами площадки расположен небольшой заросший пруд. Эта часть площадки характеризуется меньшей дренированностью, и в весеннее и осеннее время почва и грунт в западной части участка бывают переувлажнены.

Климатические условия района размещения площадки характеризуются умеренно-континентальным типом. Сезонность чётко выражена; лето тёплое, зима умеренно холодная. Период со среднесуточной температурой ниже 0 °С длится 120—135 дней, начинаясь в середине ноября и заканчиваясь в середине-конце марта. Среднегодовая температура на территории области колеблется от 3,5 до 5,8 °С. Самый холодный месяц — январь (средняя температура на западе области –9 °С, на востоке –12 °С). С приходом арктического воздуха

наступают сильные морозы (ниже $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$), которые длятся до 30 дней в течение зимы (но обычно морозные периоды намного менее продолжительны). Зимой (особенно в декабре и феврале) часты оттепели, вызываемые атлантическими и (реже) средиземноморскими циклонами; они, как правило, непродолжительны, средняя длительность их 4 дня, общее число с ноября по март — до 50.



Рисунок 14. Схема расположения ЭП «Битца» (Москва).

Летом вторжения арктического воздуха способствуют установлению ясной, безоблачной, обычно тёплой погоды. В случаях длительной задержки антициклона происходит сильное прогревание поверхности и повышение температуры воздуха, что является причиной сильной засухи, возникновения лесных и торфяных пожаров (как, например, в 2010 году). Вообще характер лета из года в год может существенно меняться: при повышенной циклонической активности лето бывает прохладное и влажное, при устойчивых антициклонах — сухое и жаркое. Летние периоды с 2011 по 2013 годы характеризовались постепенным повышением циклонической активности, снижением температуры и повышением влажности. Снежный покров в период исследований обычно появляется в декабре, исчезает в середине апреля; высота снежного покрова — 25—50 см. Глубина промерзания почвы от 20 см до 75 см.

Среднегодовое количество осадков 500—700 мм, наиболее увлажнены северо-западные районы, наименее — юго-восточные. В каждый из летних месяцев в среднем выпадает 75 мм осадков, однако раз в 25—30 лет в Московской области случаются сильные засухи, когда осадков летом может практически не выпасть, как это было в 2010 году.

Геологическое строение верхней части разреза до глубины 10 м было установлено на основе описания и опробования скважин и шурфов, пройденных для установки пробоотборников. Всего было пройдено 5 скважин и 2 шурфа, с послойным описанием керна и отбором 21 пробы из разнородных литологических слоев с разных глубин. В отобранных пробах определялись удельная активность радионуклидов, коэффициенты эманирования, а также плотность грунтов. Сводная геолого-литологическая колонка площадки приведена на рисунке 15. Обобщенные показатели радиационно-физических характеристик грунтов на площадке приведены в таблице 8.

Верхняя часть геологического разреза в пределах участка сложена четвертичными глинами, суглинками и песками. С поверхности до глубины 1,3-2,0 м залегают покровные глины, характеризующиеся относительно высокими содержаниями ^{226}Ra (41-44 Бк/кг), плавно переходящие в моренные опесчаненные суглинки с прослоями глинистого песка с включением дресвы и щебня карбонатных пород. Мощность моренных отложений составляет 1,0-1,8 м. Удельная активность ^{226}Ra в моренных суглинках составляет 20-30 Бк/кг. На глубине 2,0-2,2 м прослой щебнистых глинистых песков, подстилающихся озерно-ледниковыми суглинками. Удельная активность ^{226}Ra колеблется от 15 Бк/кг в песках, до 30 Бк/кг в суглинках. С глубины 3,2-3,5 м и до глубины 10 м залегают пески, местами глинистые, флювиогляциальные. Пески слаборадиоактивные, удельная активность ^{226}Ra в песках колеблется от 5,5 до 16 Бк/кг.

Специальных наблюдений за уровнем грунтовых вод на площадке не проводилось, т.к. на момент оборудования площадки до глубины 10 м грунтовых вод встречено не было. Однако, по наблюдениям за наличием воды в пробоотборниках, осенью 2012 года грунтовые воды поднялись выше 10 м, и затопили пробоотборник, расположенный на этой глубине. Такая ситуация сохранялась до конца наблюдений. Так же по наблюдениям за водой в пробоотборниках, в весенний период 2012 и 2013 г.г. с момента начала таяния снега и до середины июля, а также конце октября - начале ноября 2012 года в связи с обильными осадками, в слабопроницаемых глинистых грунтах формировался временный водоносный горизонт — «верховодка».

№	Геологический индекс	Глубина, м от-до	Мощность, м	Разрез	Описание грунта	Глубина отбора проб грунта	Глубина установки пробоотборников
1	pdIV	0,0-0,2	0,2		Почвенный слой		0,2 м
2	pr II-III	0,2-1,2	0,8		Глина коричневая, пылеватая, пластичная	■ ■ ■	0,5 м 1 м
3	gII d	1,2-2,0	0,8		Суглинок красный, легкий, песчанистый, с линзами песка и супеси, с включ. дресвы и щебня	■ ■ ■ ■ ■ ■	2 м
4	gII d	2,0-2,2	0,2		Песок со щебнем	■	
5	lgIIo-d	2,2-3,2	1,0		Суглинок коричнево-бурый, тяжелый, пластичный	■ ■ ■	3 м
6	f II o-d	3,2-5,5	2,3		Песок желтый, среднезернистый по прослоям глинистый и пылеватый, слабовлажный, с глубины 9,6 м водонасыщенный.	■ ■ ■ ■ ■ ■	5 м
7	fIIo-d	5,5-10,0	4,5		Песок светло-желтый с редкими включениями гальки	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	10 м

Рисунок 15. Сводная геолого-литологическая колонка «Московской» ЭП и положение пробоотборников радона в разрезе площадки.

Таблица 8. Обобщенные показатели радиационно-физических свойств грунтов на «Московской» ЭП.

№ слоя (по рис. 15)	Глубина от - до, м	Количество проб (общее количество измерений)	Удельная активность радионуклида: среднее (коэф. вариации) / макс. – мин., Бк/кг					Кэм, отн. ед.	Средняя плотность, г/см ³	Состав грунта
			K-40	Th-232	Ряд U-238					
					U-238 (Th-234)	Ra-226	Pb-210			
1	0,0-0,2	-	-	-	-	-	-	-	1,2	Почва
2	0,2-1,2	3 (8)	<u>647 (0,03)</u> 622-677	<u>43 (0,03)</u> 42-45	<u>37 (0,06)</u> 34-39	<u>40 (0,03)</u> 40-44	<u>36 (0,06)</u> 34-39	<u>0,40 (0,14)</u> 0,32-0,49	1,35	Суглинок пылеватый желто-коричневый без включен. (рр II-III)
3	1,2-2,0	3(8)	<u>284 (0,21)</u> 206-355	<u>21 (0,25)</u> 15-28	<u>21 (0,20)</u> 18-26	<u>21 (0,25)</u> 14-27	<u>19 (0,18)</u> 16-23	<u>0,30 (0,29)</u> 0,15-0,49	1,48	Суглинок песчанист., бурый с дресвой с прослоями песка (г II)
4	2,0-2,2	2(5)	<u>222 (0,15)</u> 188-262	<u>18 (0,14)</u> 16-21	<u>13 (0,17)</u> 11-16	<u>17 (0,18)</u> 14-20	<u>15 (0,06)</u> 14-16	<u>0,25 (0,27)</u> 0,17-0,35	1,46	Песок, бурый с дресвой и щебнем карбонат. пород с прослоями суглинка (г II)
5	2,2-3,2	3(9)	<u>348(0,20)</u> 274-436	<u>30 (0,18)</u> 24-37	<u>26 (0,22)</u> 21-31	<u>27 (0,02)</u> 22-35	<u>27 (0,02)</u> 21-35	<u>0,35 (0,17)</u> 0,28-0,44	1,45	Суглинок, коричнево-бурый без включений (lgII)
6	3,2-5,5	3(7)	<u>185 (0,06)</u> 173-206	<u>12 (0,20)</u> 11-17	<u>10 (0,20)</u> 8-12	<u>12 (0,23)</u> 10-16	<u>12 (0,27)</u> 10-16	<u>0,19 (0,48)</u> 0,10-0,30	1,52	Песок желтый пылеватый (f II)
7	5,5-10,0	5(8)	<u>150 (0,17)</u> 121-191	<u>6,8(0,10)</u> 5,7-7,7	<u>9,6(0,30)</u> 6,4-12,8	<u>8(0,11)</u> 5,5-9,5	<u>8,1(0,07)</u> 7,9-8,8	<u>0,18 (0,61)</u> 0,05-0,35	1,70	Песок светло-желтый с редкими включен. гальки (f II)
<p>Коэффициент диффузии радона в пробе ненарушенной структуры (монолите), отобранной с поверхности $(0,69 \pm 0,03) * 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$</p>										

Почвенный покров на участке в его естественном проявлении составляют дерново-подзолистые почвы, которые сформированы на покровных суглинках.

На площадке было оборудовано 5 пробоотборников для мониторинга радона на глубинах 0,2; 0,5; 1,0; 2,0; 3,0; 5,0; 10,0 м (положение пробоотборников в разрезе площадки показано на рис. 15), установленных на забоях скважин соответствующей глубины. Расстояние между соседними скважинами не превышало 1,5 м. Расположение скважин показано на рисунке 16.

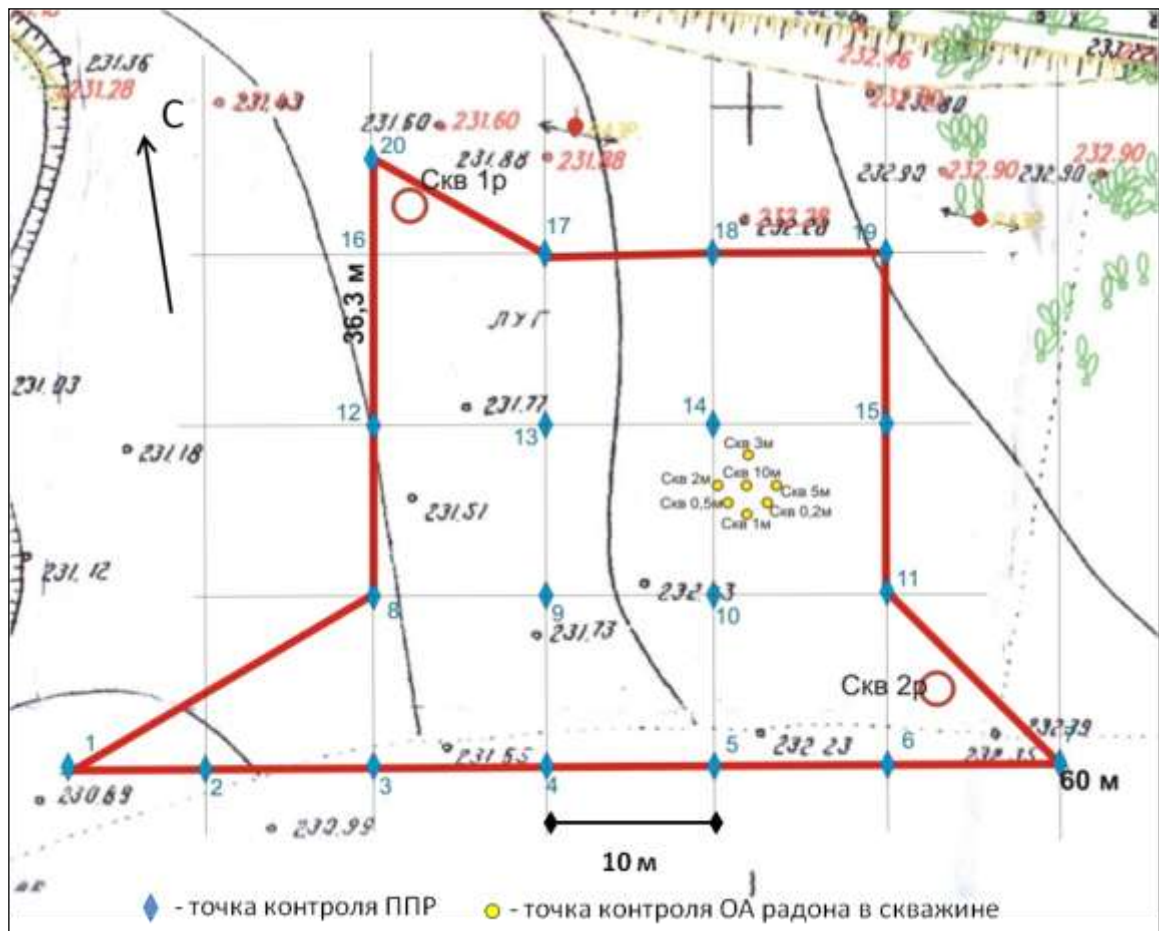


Рисунок 16. Схема расположения скважин (пробоотборников) для мониторинга ОА радона в подпочвенном воздухе и контрольных точек мониторинга плотности потока радона с поверхности грунта на «Московской» ЭП.

Также на площадке была проведена разметка точек мониторинга ППР (установки накопительных камер для измерения ППР). Точки мониторинга устанавливались по регулярной сети 10x10 м, с учетом конфигурации участка. На участке была выбрана локальная площадка, где было установлено по 4-5 точек измерения на расстоянии менее 1 м друг от друга для оценки

изменчивости ППР при полностью идентичных условиях. Схема расположения скважин и контрольных точек измерения ППР приведена на рисунке 16.

3.3.2 Экспериментальная площадка «Рязанская»

Измерения на ЭП «Рязанская» проводились 1 раз в неделю, преимущественно по субботам, в период с 29.10.2011 по 15.09.2012 г. Всего выполнено 52 сеанса измерений. Экспериментальная площадка «Рязанская» расположена в юго-восточной части Рязанской области, на территории дер. Морозовы Борки, примерно, в 20 км от районного центра г. Сапожок. С южной стороны в 10-12 м от ЭП проходит шоссейная дорога, с севера расположено открытое поле, простирающееся на расстояние около 1 км до р. Пара. С востока и запада участок ЭП граничит с подобными частными участками с расположенными на них таким же образом жилыми одноэтажными кирпичными домами. Общий вид расположения участка приведен на рисунке 17.



Рисунок 17. Общий вид расположения «Рязанской» ЭП.

Экспериментальная площадка находится на частном участке, в пределах которого расположен деревенский кирпичный дом старой постройки с основанием 8x7 м в виде

ленточного фундамента. В подвале – открытый грунт. С тыльной стороны к дому примыкает амбар и надворные постройки. Дом обладает мощными стенами (толщиной около 50 см) и состоит из деревянной пристройки-крыльца, двух комнат (маленькой-вытянутой и большой), кухни и подполья с открытым земляным полом в виде твердой почвенной корки. Уровень земляного пола в подполье расположен на глубине 0,8 м от поверхности открытого грунта.

Участок расположен в пределах II надпойменной террасы р. Пара, абсолютная высота участка над уровнем моря около 110 м. В направлении с юга на север наблюдается понижение поверхности участка, примерно, на 1 м.

Климатические условия района характеризуются умеренно-континентальным климатом, с теплым летом и умеренно-холодной зимой. Среднемесячная температура самого холодного месяца – января $-11,0^{\circ}\text{C}$. Среднемесячная температура самого теплого месяца - июля $+20^{\circ}\text{C}$. Средняя продолжительность безморозного периода 130-149 дней. Часты поздние весенние и ранние осенние заморозки. Рязанская область расположена в зоне достаточного увлажнения. Годовая сумма осадков в области до 500 мм. Дожди в летний период носят преимущественно ливневый характер, иногда с градом. Устойчивый снежный покров образуется в конце ноября - начале декабря и разрушается в конце марта - начале апреля. Число дней со снежным покровом - 135-145 в году. Высота снежного покрова к концу зимы достигает 25-38 см, в отдельные зимы - до 62 см.

Геологическое строение верхней части разреза до глубины 12 м было установлено на основе описания и опробования скважин и шурфов, пройденных во время установки пробоотборников. Для описания геологического разреза площадки, отбора проб, и установки измерительного оборудования были пробурены 5 скважин глубиной от 1 до 12 м. Сводная геолого-литологическая колонка площадки приведена на рисунке 18. Результаты определения радиационно-физических характеристик грунтов приведены в таблице 9.

Верхняя часть геологического разреза в пределах участка сложена почвенными образованиями до глубины 1 м (удельная активность радия 15-20 Бк/кг). Почвы подстилаются аллювиальными отложениями II надпойменной террасы р. Пары. До глубины 3,2 м залегают пески пылеватые и мелкие, глубже – суглинки серо-коричневые тяжелые пылеватые с тонкими прослоями песка и супеси, сменяющиеся на глубине 5,8 м суглинками легкими песчанистыми. С глубины 6,7 м залегают пески серо-желтые средней крупности, водонасыщенные. Удельная активность ^{226}Ra в аллювиальных песках составляет 5-15 Бк/кг, а в суглинках достигает 26 Бк/кг. Общая мощность аллювиальных отложений – 10 м. На глубине 11 м скважиной вскрыты твердые серые тяжелые глины юрского возраста. Вскрытая мощность юрских глин 1 м. Удельная активность ^{226}Ra в юрских глинах относительно высокая, и составляет 42 Бк/кг.

Геологический индекс	Мощность слоя, м	Глубина слоя, м	Геолого-литологический разрез	Наименование пород и их характеристика	Сведения о воде		Глубина отбора образцов	Глубина установки пробоотборников
					появление воды	устойчивый уровень		
одV	1,00	1,00		Почвенно-растительная слюя			■	0,2 м
аII-III	1,00	2,00		Пески желтые, пылеватые, маловлажные, средней плотности			■	0,5 м
аII-III	1,20	3,20		Пески мелкие, желтые, маловлажные, средней плотности			■	1 м
аII-III	1,60	4,80		Суглинки серо-коричневые, тяжелые пылеватые, с тонкими прослоями песка и суглеса			■	1,8 м
аII-III	0,20	5,00					■	3 м
аII-III	0,80	5,80		Суглинки желтовато-серые, легкие песчаные, с прослоями песка			■	4,8 м
	0,90	6,70			6,70	6,70	■	6 м
				Пески серо-желтые, средней крепности, водоносные, средней плотности	10,2011	10,2011	■	
б	1,00	12,00		Глины серые, твердые, тяжелые			■	

Рисунок 18. Сводная геолого-литологическая колонка «Рязанской» ЭП и положение пробоотборников радона в разрезе площадки.

Уровень грунтовых при бурении был вскрыт на глубине 6,7 м. Горизонт безнапорный. Водовмещающими породами выступают аллювиальные пески. Нижним водоупором являются юрские глины, верхним водоупором (возможно локально) – аллювиальные суглинки.

По наблюдениям за наличием воды в пробоотборниках, уровень грунтовых вод в конце апреля 2012 года поднялся выше глубины 6,0 м, и оставался на этом уровне до конца периода измерений. Весна 2012 года была достаточно многоводной. Дружное снеготаяние в конце марта – начале апреля привело к формированию временного водоносного горизонта в песках, залегающих над аллювиальными суглинками.

Таблица 9. Обобщенные показатели радиационно-физических свойств грунтов на «Рязанской» ЭП.

№ слоя (см. рис. 18)	Глубина от - до, м	Количество проб (общее количество измерений)	Удельная активность радионуклида: среднее (коэф. вариации) / макс. – мин., Бк/кг					Кэм, отн. ед.	Средняя плотность, г/см ³	Состав грунта
			K-40	Th-232	Ряд U-238					
					U-238 (Th-234)	Ra-226	Pb-210			
1	0,0-1,0	2(4)	<u>281 (0,19)</u> 219-325	<u>17 (0,12)</u> 15-19	<u>16 (0,21)</u> 14-19	<u>19 (0,10)</u> 15-21	<u>14 (0,24)</u> 12-17	<u>0,40 (0,24)</u> 0,26-0,47	1,20	Почвенно-растительн. слой
2	1,0-2,0	2 (2)	<u>221 (0,11)</u> 204-239	<u>15 (0,3)</u> 11-18	<u>10 (0,06)</u> 10-11	<u>14 (0,04)</u> 14-15	<u>14 (0,05)</u> 13-14	<u>0,28 (0,30)</u> 0,26-0,30	1,64	Песок желтый пылеватый, маловлажн., средней плотности (а II-III)
3	2,0-3,2	2(2)	<u>113 (0,06)</u> 108-118	<u>7,0(0,09)</u> 6,5-7,4	<u>6,5(0,09)</u> 6,1-7,0	<u>9,1(0,07)</u> 9,6-9,6	<u>11 (0,25)</u> 9-13	<u>0,30 (0,09)</u> 0,28-0,32	1,61	Песок мелкий, желтый, маловлажн., средней плотности (а II-III)
4	3,2-5,8	3(7)	<u>318 (0,28)</u> 241-450	<u>18 (0,37)</u> 14-28	<u>21 (0,18)</u> 18-26	<u>21 (0,18)</u> 18-26	<u>21 (0,30)</u> 16-26	<u>0,33 (0,24)</u> 0,21-0,39	1,60	Суглинок тугопластичный, тяжелый, пылеватый (а II-III)
5	5,8-6,7	2(2)	<u>286(0,11)</u> 262-310	<u>18 (0,04)</u> 17-18	<u>17 (0,08)</u> 16-18	<u>19 (0,18)</u> 17-22	<u>19 (0,07)</u> 18-20	<u>0,20 (0,50)</u> 0,12-0,29	1,55	Суглинок текучепласт., легкий, песчанистый (а II-III)
6	6,7-11,0	3(6)	<u>56 (0,20)</u> 42-71	<u>3,5(0,25)</u> 2,1-4,5	<u>7,4(0,01)</u> 7,4-7,5	<u>5,7(0,13)</u> 4,5-6,6	<u>6,2(0,22)</u> 5,7-7,9	<u>0,17 (0,45)</u> 0,09-0,25	1,6	Песок средней крупности, средней плотности (а II-III)
7	11,0-12,0	2(4)	<u>647 (0,08)</u> 643-651	<u>78 (0,17)</u> 69-88	<u>38 (0,15)</u> 34-42	<u>36(0,25)</u> 29-42	<u>31(0,40)</u> 21-40	<u>0,41 (0,20)</u> 0,35-0,47	1,44	Глина серая, твердая, тяжелая (J ₃)
<p>Коэффициент диффузии радона в пробе ненарушенной структуры (монолите), отобранной с поверхности $(0,87 \pm 0,04) * 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$</p>										

Горизонт существовал с начала апреля по начало июня 2012 г. Кроме того, с конца апреля произошло сильное увлажнение почвенного слоя, продолжавшееся до конца измерений, то есть до октября 2012 г.

Почвенный покров на площадке представлен мощным слоем черноземов выщелоченных среднегумусовых, мощностью до 1 м.

Пробоотборники радона и датчики измерения температуры грунтов были установлены на глубинах 0,2; 0,5; 1,0; 1,8; 3,0; 4,8; 6,0 м. Последний пробоотборник установлен на глубине 6,0 м, т.к. ниже при бурении вскрыты грунтовые воды, и установить сборник в водонасыщенные пески оказалось технически невыполнимо.

Положение пробоотборников в разрезе площадки показано на рисунке 18. Кроме того два сборника радона были установлены в грунт на глубину 0,5 и 1,7 м в подвале дома, расположенного на участке. На открытом грунте «Рязанской» ЭП была произведена разметка и обустройство 20 точек контроля ППР. Кроме того, 8 точек контроля ППР устанавливались на грунте в подполье дома (рис.19). Схема расположения построек, скважин (пробоотборников) и контрольных точек на «Рязанской» ЭП приведена на рисунке 20.



Рисунок 19. Расположение накопительных камер в подвале дома.

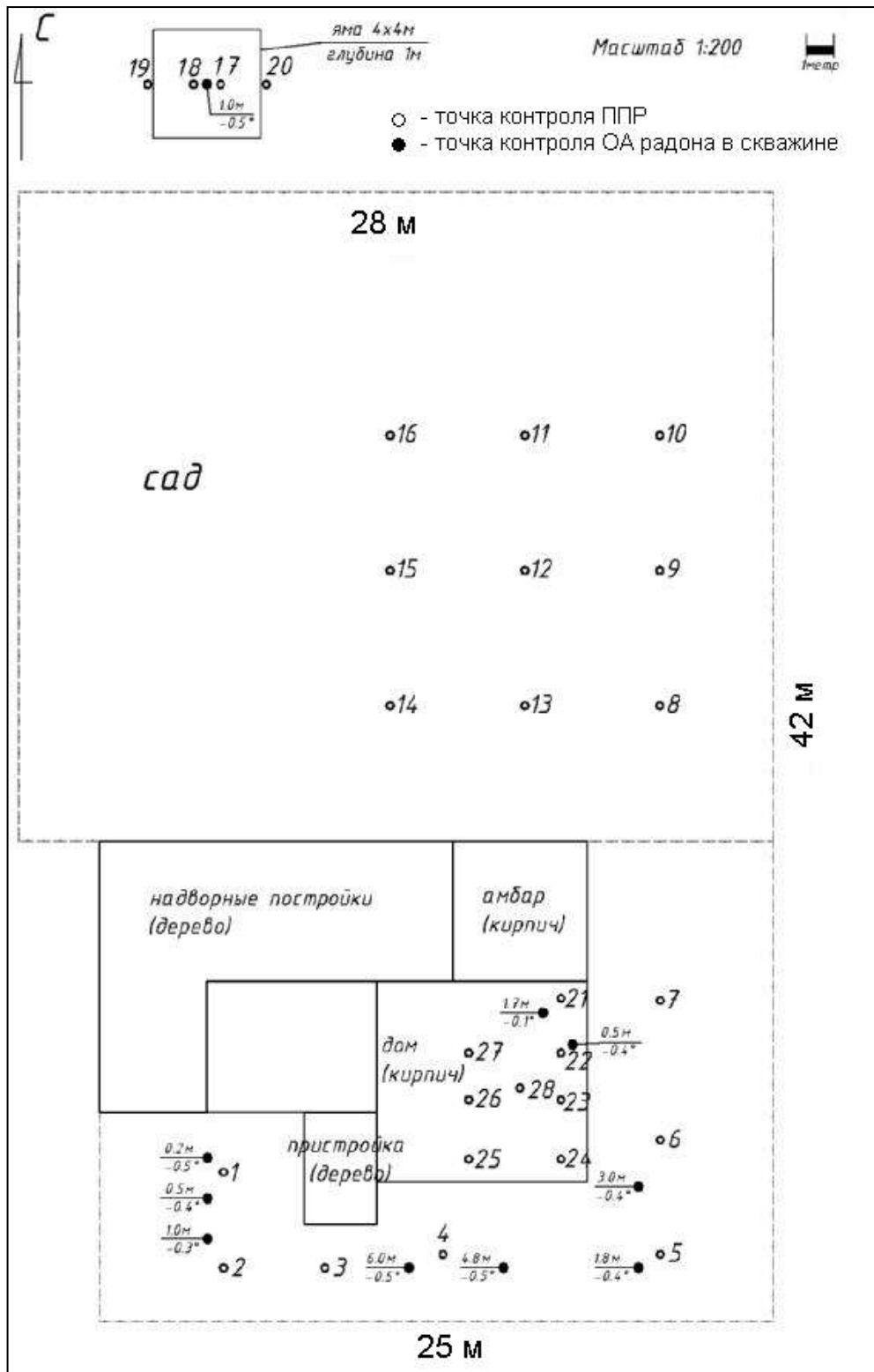


Рисунок 20. Схема расположения скважин (пробоотборников) для мониторинга ОА радона в почвенном воздухе и контрольных точек мониторинга плотности потока радона с поверхности грунта на «Рязанской» ЭП.

3.3.3 Экспериментальная площадка «Екатеринбургская»

Измерения на ЭП «Екатеринбургская» проводились с периодичностью 1 раз в неделю, преимущественно по пятницам, в период с августа 2012 по сентябрь 2013. Всего выполнено 60 сеансов измерений. Экспериментальная площадка расположена в Ленинском районе г. Екатеринбурга (юго-западная часть города). Экспериментальная площадка расположена в районе пересечения улиц Амундсена и Окружной дороги, на окраине парка «Юго-Западный». Площадка расположена в лесопарковой зоне города, которая не затронута техногенной деятельностью (отсутствуют капитальные здания и сооружения, подземные коммуникации и т.п.).

Площадка состоит из двух частей: «Екатеринбургская-1» и «Екатеринбургская-2». ЭП «Екатеринбургская-1» представляет собой небольшую площадку на окраине парка юго-восточнее пересечения ул. Амундсена и Объездной дороги. ЭП «Екатеринбургская-2» представляет собой профиль из 10 точек измерения ППР, вытянутый вдоль ул. Амундсена от Объездной дороги на юго-запад в сторону ул. Краснолесья (рис. 21). Несмотря на пространственную близость площадок, они существенно отличаются геологическим строением, значениями удельной активности радия в грунтах и плотности потока радона с поверхности грунта, т.к. территория находится в районе контакта между двумя интрузивными массивами различного состава. ЭП «Екатеринбургская-1» расположена в зоне развития гранитов Верх-Исертского массива, в то время как ЭП «Екатеринбургская-2» попадает в зону контакта габбро Балтымского массива. Контакт предположительно имеет ликвационный, нетектонический характер.

Участок характеризуется однородным ландшафтом, поверхность ровная с небольшим уклоном на северо-восток, сформированная процессами выветривания интрузивных массивов.

Климатические условия района характеризуются резкой изменчивостью погодных условий, хорошо выраженными сезонами года. Территория расположена в зоне умеренно-континентального климата. Уральские горы, расположенные на западе по отношению к Екатеринбургу, несмотря на их незначительную высоту, преграждают путь массам воздуха, поступающим с запада, из европейской части России. В результате этого Средний Урал оказывается открытым для вторжения холодного арктического воздуха и сильно выхолаженного континентального воздуха Западно-Сибирской равнины. В то же время с южной стороны могут беспрепятственно проникать тёплые воздушные массы Прикаспия и пустынь Средней Азии. Поэтому для Екатеринбурга характерны резкие колебания температур и формирование погодных аномалий: зимой — от суровых морозов до оттепелей и дождей.

Средняя температура января $-12,6$ °С. Средняя температура июля $+19$ С⁰. Среднегодовая температура $+3$ С. Особенно сильные колебания температуры испытывает почва. Промерзание грунта под оголенной поверхностью может достигать глубины 1,7-2,5 м и более в зависимости от типа грунта. Продолжительность периода со среднесуточной температурой менее 0°C - 168 суток. По степени увлажнённости район относится к зоне достаточного увлажнения, воздух наиболее сухой в июле – 68 %; наиболее влажен в январе - 79 %. Годовая сумма осадков в среднем составляет 497 мм; количество зимних осадков (ноябрь- март) – 114 мм, летних (апрель-октябрь) – 383 мм; в отдельные годы с обильными дождями суточное количество осадков может достигать 94 мм. Зимние осадки формируют снежный покров средней высотой 50 см, максимальной – 77 см. Снежный покров устанавливается во второй – третьей декаде октября, сходит во второй декаде апреля. Число дней со снежным покровом ~ 170.



Рисунок 21. Общий вид расположения «Екатеринбургской» ЭП (Ек.-1 – ЭП «Екатеринбургская-1»; Ек.-2 – ЭП «Екатеринбургская-2»).

Геологическое строение территории характеризуется существенной неоднородностью. Территория расположена в зоне контакта гранитов Верх-Исертского массива и габбро Балтымского массива. Зона контакта габбро и гранитного массивов характеризуется чрезвычайно сложным геологическим строением и слабой изученностью. В поперечном сечении ширина этой зоны составляет 400-600 м. Точка измерений плотности потока радона №20 (рис. 21) наиболее приближена к середине этой зоны. По имеющимся на данную территорию фондовым данным, кровля скальных грунтов встречается на глубине около 7 м. Скальный массив сильно раздроблен системой трещин, грунты в разрезе сильно выветрелые. Обломочная зона коры выветривания встречается слоем, мощностью 1,0-2,5 м, и представлена обломками и дресвой с твердым суглинистым заполнителем. Выше по разрезу элювиальные образования представлены дресвой с прослойками суглинков.

На ЭП «Екатеринбургская-1» по данным бурения, выполненного при установке пробоотборников, кора выветривания до глубины 6,0 м, представлена однородными грунтами, представленными дресвой гранита желтовато-бурого цвета с обломками сильновыветрелых гранитов, с суглинистым заполнителем. Грунты в пределах ЭП «Екатеринбургская-1» характеризуются относительно высокими значениями и незначительным разбросом удельной активности радия (как по площади, так и по глубине). Так удельная активность радия в пределах площадки колеблется от 34 до 49 Бк/кг. Сводная геолого-литологическая колонка ЭП «Екатеринбургская-1» приведена на рисунке 22. Результаты определения радиационно-физических характеристик грунтов приведены в таблице 10.

В пределах ЭП «Екатеринбургская-2» по результатам буровых работ, проведенных сотрудниками ИГФ УрО РАН в 2009 году, в интервале глубин от 0 до 3 метров грунты представлены супесью элювиальной серого-зеленого, серого, бурого, светло-бурого, зеленовато-бурого цветов от полутвердой до тугопластичной консистенции, местами с дресвяно-щебнистым грунтом и с прослойками суглинка, с обломками выветрелых гранитов, пироксенитов и габбро. Элювиальные образования на ЭП «Екатеринбургская-2», в зоне контакта с массивом габбро, отличаются резко пониженными значениями удельной активности ^{226}Ra . Так по архивным данным и результатам полевых гамма-спектрометрических измерений в шпурах, проведенных в ходе данного исследования, удельная активность радия в этих образованиях не превышает 10 Бк/кг. Обобщенные показатели радиационно-физических свойств грунтов на ЭП «Екатеринбургская-2» приведены в таблице 11.

Таблица 10. Обобщенные показатели радиационно-физических свойств грунтов на ЭП
«Екатеринбургская-1».

№ слоя (по рис. 22)	Глубина от - до, м	Количество проб (общее количество измерений)	Удельная активность радионуклида: среднее (коэф. вариации) / макс. – мин., Бк/кг					Кэм, отн. ед.	Средняя плотность, г/см ³	Состав грунта
			K-40	Th-232	Ряд U-238					
					U-238 (Th-234)	Ra-226	Pb-210			
1	0,0-0,3	1(1)	440	22	-	37	-	0,35	1,5	Почвенно-растительн. слой
2	0,3-6,0	7(20)	<u>833 (0,20)</u> 684-1199	<u>22 (0,14)</u> 17-29	<u>29 (0,14)</u> 22-35	<u>42 (0,12)</u> 34-49	<u>37 (0,13)</u> 31-48	<u>0,34 (0,18)</u> 0,28-0,38	1,85	Супесчано-дресвяный грунт, желтый с обломками выветрелого гранита
Коэффициент диффузии радона в пробе ненарушенной структуры (монолите), отобранной с поверхности (0,37 ± 0,02) * 10 ⁻⁶ м ² /с										

Таблица 11. Обобщенные показатели радиационно-физических свойств грунтов на ЭП
«Екатеринбургская-2».

№ слоя	Глубина от - до, м	Количество проб (общее количество измерений)	Удельная активность радионуклида: среднее (коэф. вариации) / макс. – мин., Бк/кг					Кэм, отн. ед.	Средняя плотность, г/см ³	Состав грунта
			K-40	Th-232	Ряд U-238					
					U-238 (Th-234)	Ra-226	Pb-210			
1	0,0-0,3	-	-	-	-	-	-	-	1,3	Почвенно-растительн. слой
2	0,3-3,0	3(3)	<u>190 (0,06)</u> 183-204	<u>5,0(0,20)</u> 4,0-6,5	<u>5,9(0,07)</u> 5,6-6,2	<u>6,3 (0,11)</u> 5,8-7,1	<u>6,7 (0,11)</u> 6,2-7,3	<u>0,05 (0,56)</u> 0,03-0,10	1,54	Супесь зеленого, серого, бурого, цветовой, с дресвой и щебнем пироксенитов и габбро

На ЭП «Екатеринбургская-1» проводился мониторинг ОА радона в подпочвенном воздухе и плотности потока радона с поверхности грунтов. Схема расположения скважин (пробоотборников) и контрольных точек мониторинга ППР приведена на рисунке 23. На ЭП были установлены пробоотборники радона и датчики измерения температуры грунтов на глубинах 0,2; 0,5; 1,0; 2,0; 3,0; 4,5 м. Последний пробоотборник установлен на глубине 4,5 м т.к. установить сборник в водонасыщенные дресвяные образования оказалось технически невыполнимо. Положение пробоотборников в разрезе площадки показано на рисунке 22. На открытом грунте ЭП была произведена разметка и обустройство 10 точек мониторинга ППР на площадке 10X10 м, окружающей скважины с пробоотборниками подпочвенного радона (рис. 23).

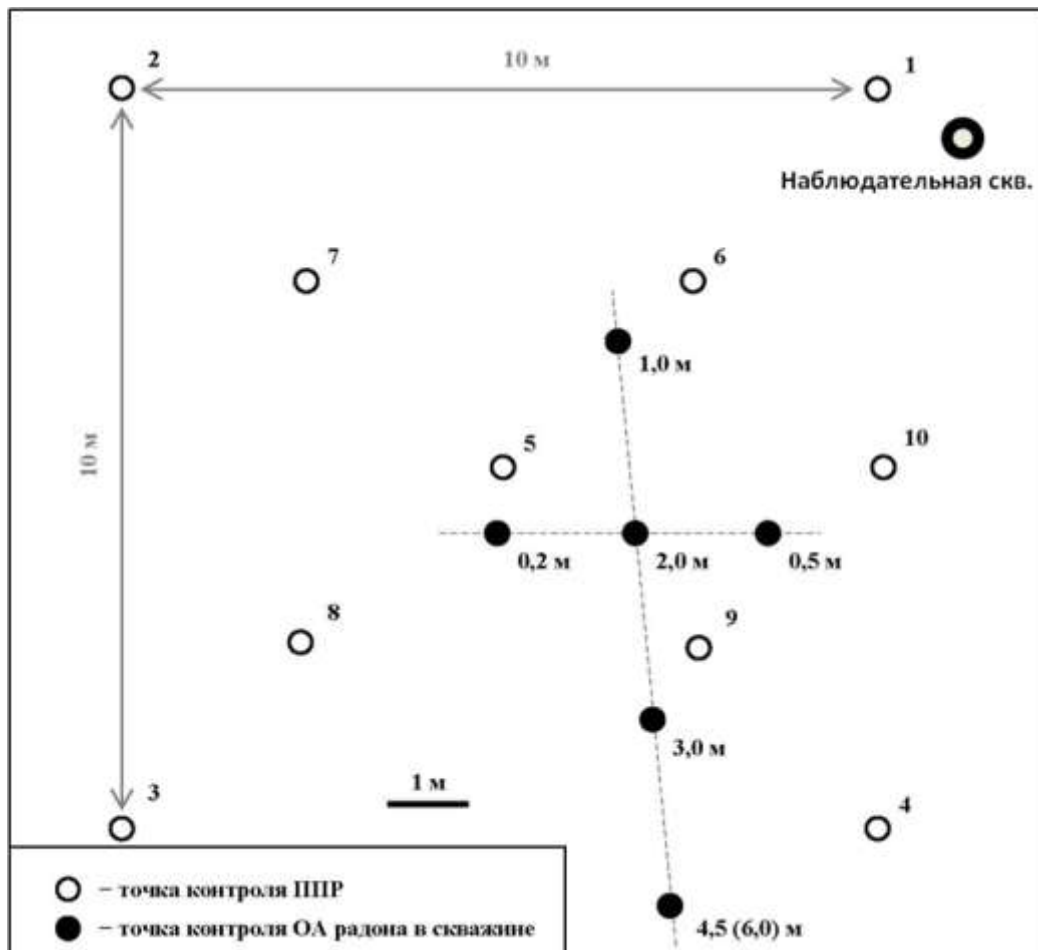


Рисунок 23. Схема расположения скважин (пробоотборников) для мониторинга ОА радона в подпочвенном воздухе и контрольных точек мониторинга плотности потока радона с поверхности грунта на ЭП «Екатеринбургская-1».

На ЭП «Екатеринбург-2» проводился только мониторинг плотности потока радона с поверхности грунта в 10 точках по профилю вдоль ул. Амундсена (см. рис. 21).

Кроме того, мониторинг параметров радонового поля проводился в подвале здания Института геофизики УрО РАН, расположенного по адресу ул. Амундсена, д. 100 (см. рис. 21). Верхняя часть разреза в основании здания представлена элювиальными суглинками – продуктами разрушения габбро-пироксенитов с крайне низкими значениями удельной активности радия, т.е. грунтовые условия близки к существующим на ЭП «Екатеринбургская-2». В подвале здания на грунтовом полу было установлено 8 точек наблюдения ППР по сетке 5,0 X 2,5 м. В скважинах, пробуренных ручным буром, были установлены пробоотборники для измерения ОА радона в грунтовом воздухе на глубинах 0,5 и 2,0 м.

Измерения в подвале проводились одновременно с измерениями на экспериментальных площадках. Схема размещения контрольных точек мониторинга радонового поля в подвале Института геофизики УрО РАН приведена на рисунке 24 .



Рисунок 24. Схема расположения точек мониторинга ОА радона в подпочвенном воздухе и плотности потока радона с поверхности грунта в подвале здания ИГФ УрО РАН.

3.3.4 Экспериментальная площадка «Пятигорская»

На «Пятигорской» ЭП мониторинг параметров радонового поля проводился в период с ноября 2012 по ноябрь 2013 года, всего проведено 52 сеанса измерений. Площадка расположена в окрестностях г. Пятигорска, в 5 км от г. Пятигорск, и в 1 км от городской промзоны у подножия юго-восточного склона горы Бештау, на окраине хутора им. Розы Люксембург. На настоящий момент территория площадки мало освоена и представляет собой пустырь, заросший разнотравьем. На рисунке 25 приведен общий вид расположения экспериментальной площадки.

«Пятигорская» ЭП характеризуется особыми условиями радоновыделения по сравнению со всеми предыдущими площадками. Район исследований характеризуется повышенным содержанием естественных радионуклидов в геологической среде. На противоположном по отношению к площадке, северо-западном склоне горы Бештау находится известное Лермонтовское месторождение урановых руд. Радиационный фон в районе хутора им. Розы Люксембург составляет 0,30 - 0,36 мкЗв/час. Плотность потока радона в данном районе по фоновым данным ФГБУ ПГНИИК ФМБА составляет от 200 до 1000 мБк/м²с, реже более, т.е. является аномально высокой. Кроме того, в районе известны места разгрузки высокоминерализованных радоновых подземных вод.

Рельеф юго-восточного склона горы Бештау – овражистого типа с мелкими формами и промоинами с оползновыми формами на склонах балок и оврагов. На поверхности встречаются отдельные глыбы, скальные выходы на склонах, и скалы-останцы. Поверхность площадки находится на абсолютной высоте около 600 м, имеет уклон около 10⁰ в северном направлении, в сторону балки Большая Гремучка. Экспериментальная площадка расположена на широком тяже – приподнятом участке между балками Гремучкой и Широкой, представляющим собой широкую водораздельную линию, протягивающуюся между горами Бештау и Машук.

Климатические условия площадки характеризуются как умеренно-континентальные предгорий, с умеренно холодной и влажной зимой, преобладанием восточных ветров. Климат степной, в сочетании с низкогорным, с умеренным количеством осадков, невысокой относительной влажностью, небольшим и неустойчивым снежным покровом. Часты туманы, морозящие дожди, зимой изморозь. Территория принадлежит к неустойчивой зоне увлажнения, где количество выпадающих осадков равно величине испарения. Средняя месячная температура воздуха в январе: -3,8°; в июле: 21,1°. Зимой наблюдаются значительные перепады атмосферного давления, более высокая влажность воздуха, нередко появляются туманы.

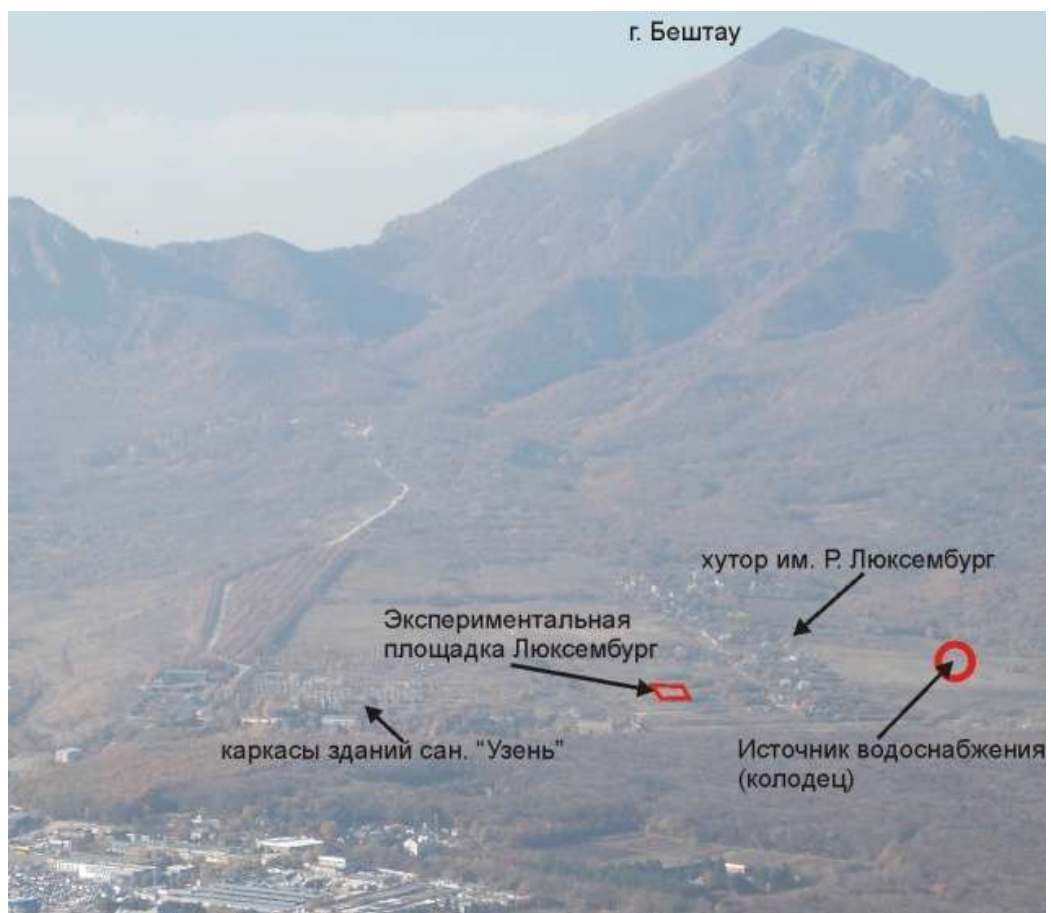
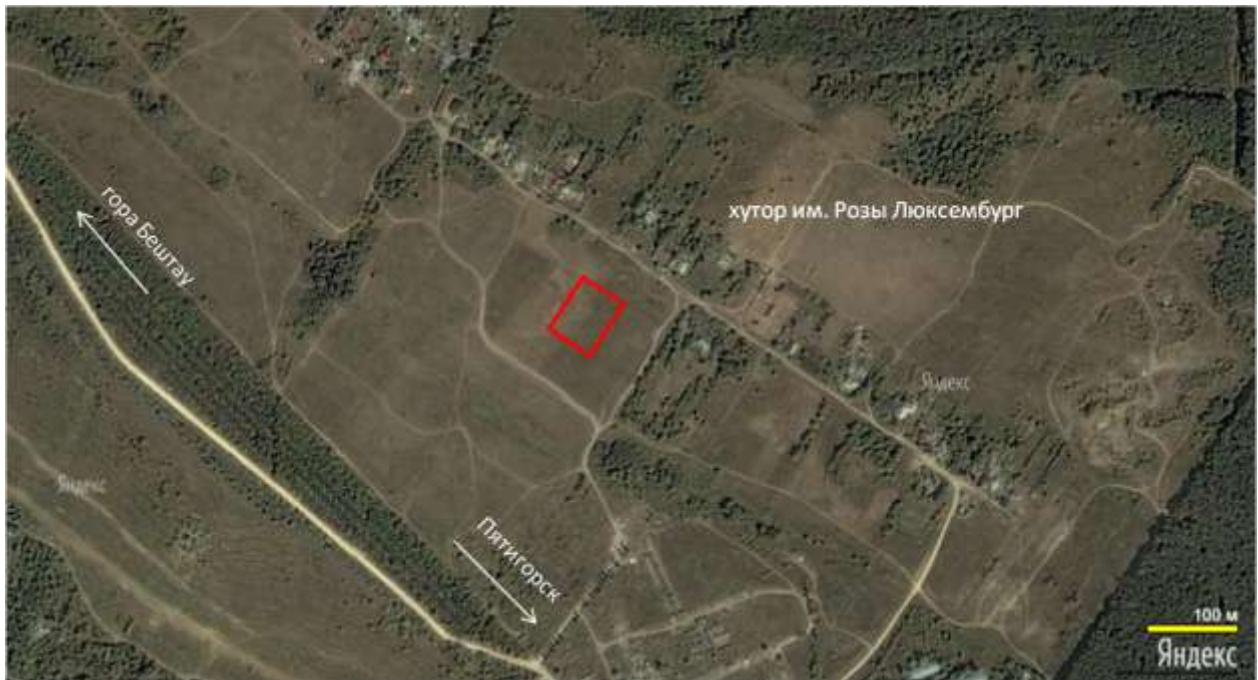


Рисунок 25 Общий вид расположения «Пятигорской» ЭП. Космический снимок (вверху), и вид со стороны Пятигорска (внизу).

Морозные дни и снежный покров держатся от нескольких дней до 1-3 недель. Во время частых оттепелей температура воздуха поднимается до +10 — +22 °С. Среднегодовая скорость ветра, как фактор, влияющий на испарение, находится в пределах 3,4-3,6 м/с. Относительная влажность воздуха в среднем за год 77-80%. Годовое количество атмосферных осадков для Пятигорска – 575 мм. Количество осадков обычно минимально в декабре-январе, увеличиваясь почти вдвое к апрелю. Поэтому наиболее интенсивное инфильтрационное питание подземных вод происходит весной и в первую половину лета.

Геологическое строение территории характеризуется повышенной радиоактивностью пород, повышенной сейсмической и геотермальной активностью региона. В этой связи приведем более подробную его характеристику. Гора Бештау (абсолютная отметка 1400 м, диаметр у подножья около 8 км) возвышается над окружающей равниной более чем на 800 м. Верхняя часть массива, начиная с уровня 820 м, представляет собой интенсивно расчлененный скальный массив кислых щелочных субвулканических пород – бештаунитов, площадью около 3 км², с отдельными блоками известняков, песчаников и глинистых сланцев мелового возраста. Комплекс образовался при внедрении щелочной магмы кислого состава в позднемиоценовое-плиоценовое время, нарушив при внедрении пологое платформенное залегание вмещающих пород осадочного чехла. Бештаугорский интрузив представляет собой весьма сложное образование, и в целом может быть классифицирован как магматический диапир – пигмолит. В приконтактной зоне осадочных пород и магматических образований г. Бештау осадочные породы сильно дислоцированы, разбиты на отдельные блоки. В результате внедрения магмы, вызвавшего нарушение изначального залегания осадочных толщ, на поверхность выведены породы от майкопского до нижнемелового возраста, представленные глинами, реже мергелями, известняками и алевролитами. Элементы залегания осадочных пород контролируются формой подпирающих их магматических образований. Осадочными отложениями сложены относительно пологие (7-8°) нижние части склонов, расчлененные радиальной системой глубоких балок, связанных, вероятно с системой разломов. Подножья горы Бештау перекрыты делювиальными и коллювиальными отложениями, каменистыми осыпями – продуктами разрушения бештаунитов [Костенко 1948; Геология СССР 1968]. На территории Бештаугорской площади наблюдается система разрывных нарушений, направленных, как правило, от центральной части диапирового блока к его периферии. На исследуемой территории можно выделить сдвиговые, сбросовые, взбросовые типы смещений. Амплитуда сместителя для пород верхнего и нижнего мела составляет около 10 м, для палеогеновых пород амплитуда сместителя также до 10-20 м. В зонах разломов и контактов интрузивных массивов

наблюдается зеркала скольжения и поверхности течения лав, тектонический меланж. [Геология СССР 1968].

С интрузией бештаунитов связано Лермонтовское месторождение урановых руд. В составе руд преобладают оксиды и водные фосфаты (слюдки) урана. Реже встречается найденный только на Бештау водный фосфат урана, церия и кальция — лермонтовит. Рудники г. Бештау и г. Бык (последний закрыт в 1991 г.) Лермонтовского ГХРУ работали с 1949 г. В настоящее время имеются рекультивируемые участки с отвалами выработанной шахтной породы.

Повышенной радиоактивностью характеризуются практически все горные породы района. Максимальной радиоактивностью в исследуемом районе (за исключением урановых руд) обладают кислые интрузивные и субвулканические породы. Наличие продуктов дробления относительно неглубоко залегающих пород кристаллического фундамента и кислых гранитов титонского возраста, а также интрузивных тел способствует насыщению радиоактивными элементами подземных вод инфильтрационного характера. На восточном склоне горы Бештау расположено Бештаугорское месторождение минеральных вод. На нем добываются типично инфильтрационные воды сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией 0,2-1,1 г/л. По радиологическому составу выделяются воды от слаборадоновых до высокорудоносных, том числе, отмечаются наибольшие концентрации радона (31080 Бк/л) среди известных в России радоновых вод (фонды ФГБУ ПГНИИК ФМБА). Одновременно воды Бештаугорского месторождения обогащены радием и ураном. Прилегающая к горе территория (г. Лермонтов, Железноводск, пос. Иноземцево) характеризуется повышенным радоновыделением из почвы и концентрациями радона в зданиях. Широкий спектр горных пород различного генезиса с повышенным первичным содержанием урана, сопровождаемый урановой минерализацией и рудообразованием, разгрузкой радоновых вод, способствует отнесению данной территории к категории радоноопасных.

По материалам бурения непосредственно на ЭП «Пятигорская», производившегося при устройстве пробоотборников, до глубины бурения (7 м) распространены делювиально-коллювиальные отложения, представленные по всей глубине однородными охристыми продуктами разрушения пород – дресвой отличающейся однородностью состава. Изредка при бурении попадались отдельные крупные обломки магматических пород (более 10 – 50 мм). Дресвяный грунт в основном состоит из фракции мелких обломков размером 0,25-1,25 мм, окруженных глинистой оторочкой, образующей структуры типа сферолитов. Данная структура грунта создает предпосылки его высокой водо- и газопроницаемости и относительно низкой влагоудерживающей способности. Гамма-спектрометрический анализ проб грунта показывает,

что делювиальные дресвяные отложения характеризуются высокой удельной активностью ^{226}Ra , составляющей 135-207 Бк/кг, при крайне однородном распределении радионуклидов по разрезу. Так, коэффициент вариации удельной активности ^{226}Ra в разрезе не превышает 15 %, а для ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K составляет соответственно 6, 4 и 3%, что свидетельствует о весьма высокой степени однородности. Сводная геолого-литологическая колонка ЭП «Пятигорская» до глубины 5 м, приведена на рисунке 26. Результаты определения радиационно-физических характеристик грунтов приведены в таблице 12.

На экспериментальной площадке были организованы 24 постоянные точки измерения ППР и проведена привязка координат площадки на местности. Схема размещения точек мониторинга параметров радонового поля на площадке представлена на рисунке 27.


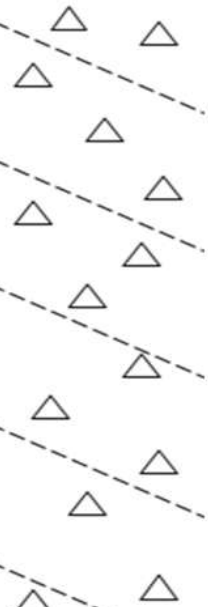
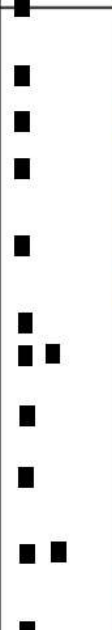
№ п/п	Глубина, м	Мощность, м	Разрез	Описание грунта	Глубина отбора образцов	Глубина установки пробоотборников
1	0,0-0,5	0,5		Почвенно-растительный слой		0,2 м
2	0,5-5,0	4,5		Делювиальные отложения: дресва светло-коричневая и желтая с обломками магматических пород, размером от 2 до 25 см.		0,5 м 1,3 м 1,9 м 2,3 м 4,7 м

Рисунок 26. Сводная геолого-литологическая колонка ЭП «Пятигорская» до глубины 5 м, и положение пробоотборников радона в разрезе площадки.

Таблица 12. Обобщенные показатели радиационно-физических свойств грунтов на ЭП «Пятигорская».

№ слоя (по рис. 2б)	Глубина от - до, м	Количество проб (общее количество измерений)	Удельная активность радионуклида: среднее (коэф. вариации) / макс. – мин., Бк/кг					Кэм, отн. ед.	Средняя плотность, г/см ³	Состав грунта
			K-40	Th-232	Ряд U-238					
					U-238 (Th-234)	Ra-226	Pb-210			
1	0,0-0,5	1(1)	1262	215	109	172	162	0,25	1,85	Почвенно-растительн. слой
2	0,5-19,8	16 (16)	<u>1259(0,03)</u> 1173-1305	<u>213(0,04)</u> 194-226	<u>105(0,06)</u> 92-119	<u>157(0,15)</u> 134-207	<u>151(0,11)</u> 127-176	<u>0,25(0,12)</u> 0,20-0,32	1,89	Делювиальные суглинки светло-коричневого, желтого цвета с обломками граносиенитпорфиров (бештаунитов) размером от 2 до 10 - 25 мм, реже до 10 - 20 см.
3	19,8-20,0	1(1)	902	113	158	157	171	0,27	1,6	Аргиллиты темно-серого цвета майкопской свиты P ₃ -N ₁ ³ mk

Дополнительная информация о геологическом разрезе площадки была получена по скважинам, глубиной 8 и 20 м, пробуренных в 150-200 м к северо-востоку от площадки, на участках домовладений №1 и № 2, соответственно (хутор им. Розы Люксембург). При бурении скважины на участке №1, на глубине 8 м были встречены галечники и скальный грунт. Пройти на какую-либо глубину этот грунт, и отобрать пробу не удалось. По данным скважины на участке № 2, однообразные делювиальные отложения, представленные дресвой светло-коричневого, желтого цвета, с прослоями суглинков, с обломками граносиенитпорфиров (трахилипаритов), залегают до глубины 20 м. На глубине 20 м вскрыты аргиллиты темно-серого цвета майкопской свиты (P₃-N₁³ mk). Скорее всего, скальный грунт, встреченный на глубине 8 м в первой скважине, судя по трудности проходки, представляет собой крупный

обломок магматических пород, заключенный в делювиальной дресвяной массе. Подобные обломки, отдельные валуны, размером до первых метров, и выходы скоплений более мелких обломков, встречаются на поверхности земли рядом с площадкой. Гамма-спектрометрический анализ проб, отобранных в ходе бурения скважин до глубины 20 м, также показывает однородность распределения радионуклидов и радиационно-физических свойств грунтов в разрезе. Причем, содержание радионуклидов в майкопских аргиллитах на контакте с делювием, и в самом делювии, практически не отличаются, что, возможно, обусловлено вторичным поступлением радионуклидов в майкопские аргиллиты из вышележащих делювиальных отложений.

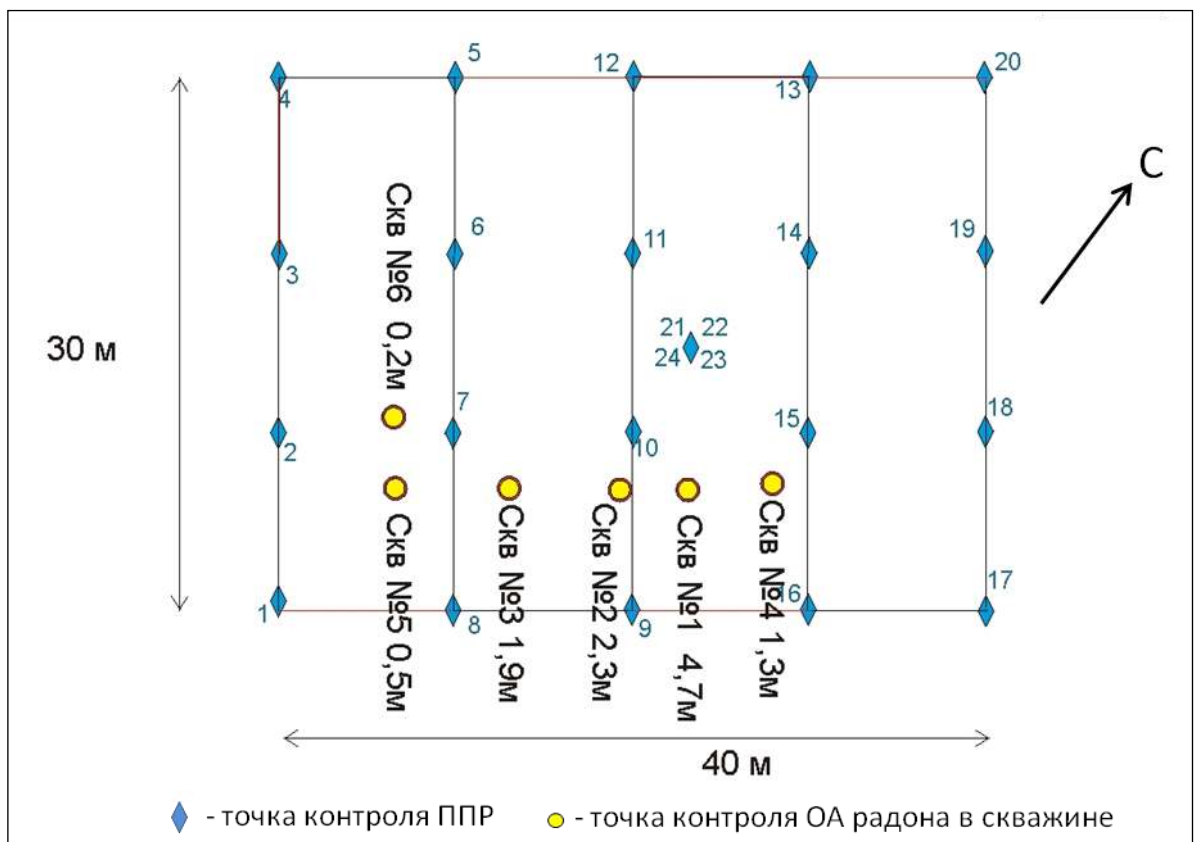


Рисунок 27. Схема расположения скважин (пробоотборников) для мониторинга ОА радона в почвенном воздухе и контрольных точек мониторинга плотности потока радона с поверхности грунта на ЭП «Пятигорская».

При бурении на площадке грунтовых вод встречено не было, хотя вынимаемые обломки породы и галька были увлажнены. При бурении скважины на участке домовладения №2, безнапорные грунтовые воды были встречены на глубине 18 м. По результатам наблюдений на экспериментальном полигоне с ноября 2012 г. по октябрь 2013 г. проявлений верхововодки не

отмечено, что связано с высокой водопроницаемостью грунта. По результатам анализов водных проб, воды характеризуются повышенным содержанием радона (до 164 Бк/л) при практическом отсутствии в воде тория и калия, и весьма незначительном содержании радия.

Пробоотборники радона и датчики измерения температуры грунтов на «Пятигорской» ЭП были установлены на глубинах 0,2; 0,5; 1,3; 1,9; 2,3; 4,7 м. В связи с сухостью и рыхлостью грунт частично обвалился, и установить пробоотборники глубже 4,7 м оказалось технически невыполнимым. Отбор проб и определение физических, физико-химических и радиационных свойств грунтов проводился в ходе работы по обустройству экспериментального полигона, и далее в ходе выполнения программы измерений.

3.4 Закономерности временных вариаций радонового поля по результатам режимных наблюдений

3.4.1 Вариации плотности потока радона

В результате проведенных мониторинговых исследований были получены длительные непрерывные ряды наблюдений, характеризующих динамику ППР на исследованных экспериментальных площадках. Результаты мониторинга приведены на рисунке 28 и в таблице 13. Анализ данных показывает, что в целом среднегодовые значения ППР на площадках коррелируют с концентрацией радия в приповерхностных грунтах и, в определенной мере, их проницаемостью. Максимальные потоки радона зарегистрированы на «Пятигорской» ЭП, характеризующейся наибольшими значениями концентрации радия и проницаемости приповерхностных отложений. На этой площадке ППР в отдельных точках измерения иногда превышали 1000 мБк/м²с, что подтверждает аномальность радонового поля площадки аномальным. Минимальные значения ППР отмечаются на площадке «Екатеринбургская-2», характеризующейся практически отсутствием радия в разрезе. Значения ППР в точках измерений на этой площадке за весь период наблюдений не превышали 50 мБк/м²с. Влияние проницаемости грунтов на ППР видно при сравнении результатов, полученных на «Московской» ЭП и ЭП «Екатеринбургская-1». При близких концентрациях радия в приповерхностном слое на обеих площадках, плотность потока радона на «Екатеринбургской-1» ЭП в 2 раза выше, чем на «Московской», что связано, скорее всего, с более высокой проницаемостью рыхлых элювиальных образований, слагающих разрез «Екатеринбургской-1» ЭП по сравнению со слабопроницаемыми покровными суглинками и глинами, распространенными на «Московской» площадке.

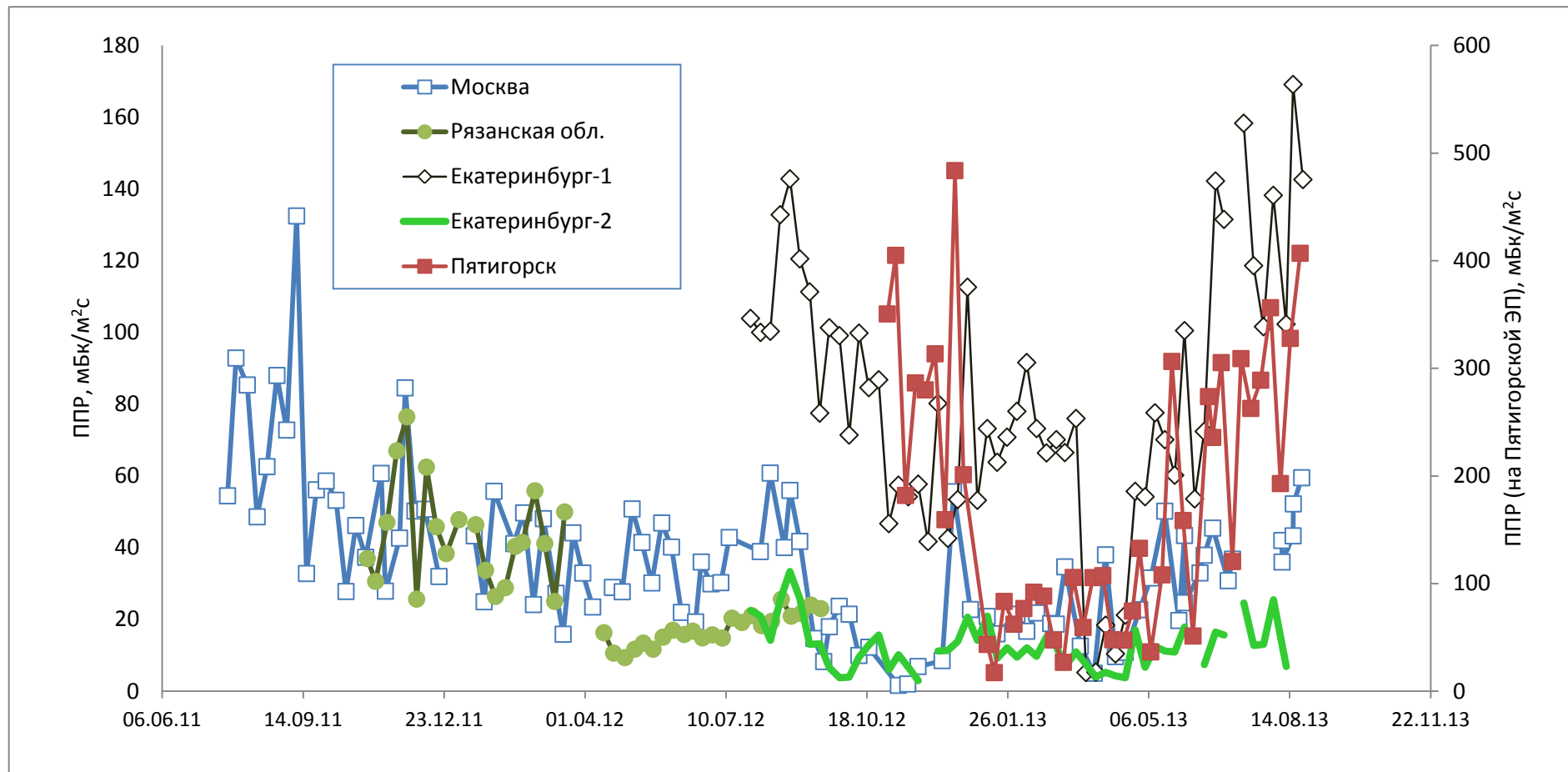


Рисунок 28. Результаты мониторинга ППР на экспериментальных площадках в период с лета 2011 года до осени 2013 года (поток радона на «Пятигорской» ЭП показан по дополнительной оси).

Как показывают результаты мониторинга, радоновое поле на всех площадках характеризуется значительными временными колебаниями. Наибольший коэффициент вариации ППР (0,70) наблюдался на «Пятигорской» ЭП, характеризующейся аномальным радоновым полем. Наименьший, хотя тоже весьма значительный, коэффициент вариации ППР (0,46) зафиксирован на ЭП «Екатеринбургская-1», что, видимо, связано с хорошей проницаемостью отложений на этой площадке, и, как следствие, более равномерным во времени выделением радона из грунтов.

Максимальные средние значения ППР на всех площадках фиксируются в конце лета и в начале зимы, преимущественно, в августе и в конце ноября – начале декабря. Минимальные – осенью и весной (в начале ноября и в марте), когда на всех площадках отмечается резкое снижение ППР до значений 2-5 мБк/м²с в среднем по площадке (рис. 28, табл. 13).

Таблица 13. Параметры временного распределения средних по площадке значений ППР за период наблюдений.

ЭП	Плотность потока радона, мБк/м ² с				K _{вар.}	ППР > 80 мБк/м ² с, в %
	средн. год.	мода/медиана	СКО	макс-мин.		
Московская	38,7	36,0/34,7	21,1	2 - 132	0,57	5
Рязанская	27,6	11,7/22,3	17,4	2-80	0,63	2
Екатеринбургская-1	77,9	54,2/76,8	37,6	5-170	0,46	46
Екатеринбургская-2	12,7	6,7/12,7	6,9	3-33	0,54	0
Пятигорская	181,4	158,6/145,7	118,7	17-484	0,70	70

Интересно отметить, что на всех площадках (за исключением «Екатеринбургской-2»), в течение периода наблюдений среднее значение ППР в отдельные моменты времени то превышает нормируемый уровень для жилых зданий – 80 мБк/м²с, то оказывается ниже этого уровня. Причем, даже на «Рязанской» площадке, в целом характеризующейся незначительными потоками радона (среднегодовое значение 27,6 мБк/м²с), в 2% случаев все же регистрировались значения ППР, превышающие нормируемый уровень. То есть, в определенные моменты времени по результатам инженерно-экологических изысканий площадка формально могла быть отнесена к радоноопасным. И в то же время на «Пятигорской» ЭП, где в целом зарегистрированы аномально высокие радоновые поля, а среднегодовое значение ППР составляет 181 мБк/м²с (т.е. более чем в два раза превышает нормируемый уровень), измеренные средние по площадке значения ППР в 30 % случаев уровень 80 мБк/м²с не превышали. То есть по формальным критериям участок мог быть отнесен к безопасным с точки

зрения радона. Этот факт уже свидетельствует о существенном влиянии временных колебаний ППР на результаты оценки радоноопасности по результатам измерений ППР на участке в случайный момент времени.

Сопоставление данных, полученных на исследованных площадках, показывает, прежде всего, хорошее совпадение временного хода ППР на всех ЭП, независимо от их геологического строения, радиационно-физических свойств грунтов и др. параметров. В некоторые моменты времени на площадках наблюдаются буквально синхронные колебания плотности потока радона.

Высокую корреляцию между плотностью потока радона на исследованных ЭП иллюстрируют таблица 14 и рисунок 29, на котором в качестве примера показано сопоставление временных колебаний ППР на «Пятигорской», «Екатеринбургской-1» и «Московской» ЭП. Как видно из таблицы, коэффициенты корреляции между временными изменениями ППР на различных экспериментальных площадках составляют от 0,48 до 0,64. Выпадает из общей картины только «Рязанская» ЭП.

Таблица 14. Коэффициенты корреляции между временными изменениями ППР на различных экспериментальных площадках.

	Екатеринбургская-2	Пятигорская	Московская
Екатеринбургская-1	0,68	0,52	0,56
Екатеринбургская-2	-	0,48	0,58
Пятигорская	-	-	0,64
Рязанская	-	-	0,32

Интересно, что высокая корреляция наблюдается между временным ходом ППР на территориях, удаленных друг от друга на тысячи километров, и характеризующихся совершенно разным геологическим строением и климатическими особенностями. Коэффициент корреляции между значениями ППР на «Московской» и «Пятигорской» площадках, удаленных друг от друга более чем на 1300 км, составляет 0,64. Примерно такое же значение коэффициента корреляции (0,68), получено для площадок «Екатеринбургской-1» и «Екатеринбургской-2», расположенных в 50 м друг от друга.

Очевидно, что причины столь синхронного изменения ППР на столь удаленных территориях кроются в воздействии некоторых глобальных факторов, одинаково воздействующих на поток радона из грунтов в атмосферу на всех исследованных ЭП.

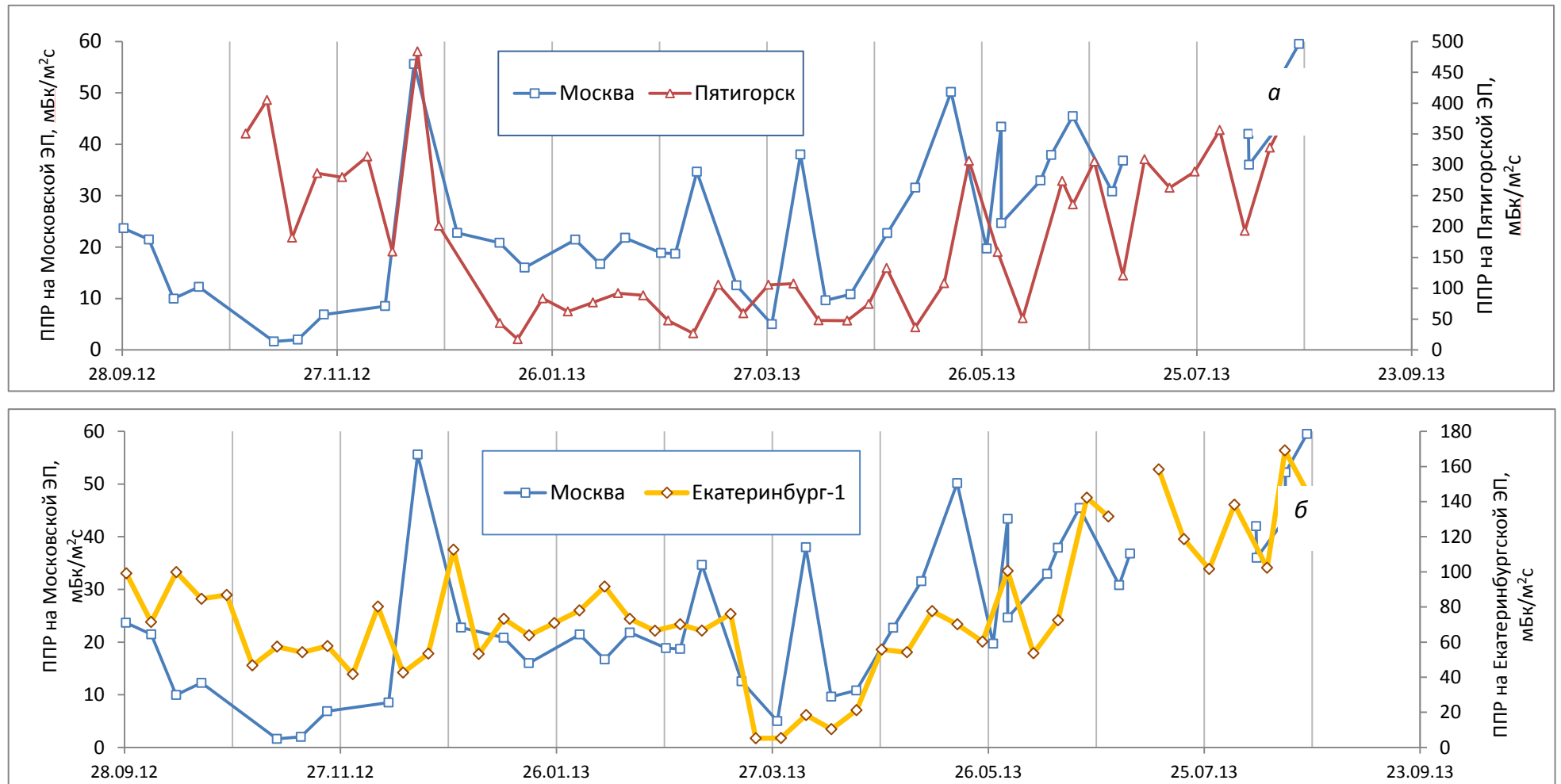


Рисунок 29. Сопоставление временных колебаний ППР на «Московской» и «Пятигорской» (а), и на «Московской» и «Екатеринбургской-1» (б) экспериментальных площадках.

Этим фактором, одинаково воздействующим на радоновое поле и в центральной части Русской равнины, и на Среднем Урале, и на Северном Кавказе, независимо от геологического строения и географического положения территорий, может выступать изменение ротационного режима планеты (изменения скорости вращения Земли). Связь сезонных колебаний объемной активности радона в грунтах с изменением скорости вращения Земли отмечалась на основе локальных наблюдений многими исследователями [Рябоштан 1980; Рудаков 2009; Селюков, Стигнеева 2010]. Известно [Селюков, Стигнеева 2010], что в результате приспособления геоида к меняющемуся ротационному режиму планеты (изменению осевой скорости вращения земли), возникают периодические вертикальные деформации земной поверхности, обусловленные волнами сжатия-растяжения ротагенной природы, и регистрирующиеся по вертикальным перемещениям грунтовых реперов.

В этой связи нами было проведено сопоставление данных мониторинга ППР на рассматриваемых экспериментальных площадках с изменением скорости вращения Земли. В качестве параметра, характеризующего скорость вращения Земли, была взята величина отклонения длительности суток от эталонных (δp). Данные по колебаниям длительности суток были взяты на официальном сайте Международной службы земного вращения и референтных систем (International Earth Rotation and Reference Systems Service) [<http://www.iers.org>]. Результаты сопоставления приведены в таблице 15 и на рисунке 30. Сопоставление показало, что на всех исследуемых площадках (кроме «Рязанской» ЭП) значения плотности потока радона, усредненные по 30 дням (фильтр скользящее среднее), проявляют высокую обратную корреляцию с усредненными таким же образом значениями отклонения длительности суток от эталонных. Коэффициент корреляции достигает $-0,83$ («Екатеринбургская ЭП»). Полученные корреляции свидетельствуют о том, что плотность потока радона с поверхности грунта растет при уменьшении длительности суток, то есть, при увеличении скорости вращения Земли, и наоборот, снижается при замедлении земного вращения.

Корреляция между скоростью вращения Земли и плотностью потока радона подтверждается и более длительным рядом данных (рис. 31), полученным в результате обобщения результатов измерений ППР на участках строительства на территории Москвы в период с 2002 по 2008 год (более 1000 участков) [Маренный и др., 2011]. По нашему мнению, наблюдаемая синхронность вариаций ППР на исследованных экспериментальных площадках объясняется общей глобальной причиной – изменением проницаемости приповерхностных грунтов за счет периодического воздействия напряжений сжатия-растяжения, возникающих в массиве под воздействием сил ротационной природы. Наиболее ярко этот процесс выражен в сезонных колебаниях плотности потока радона.

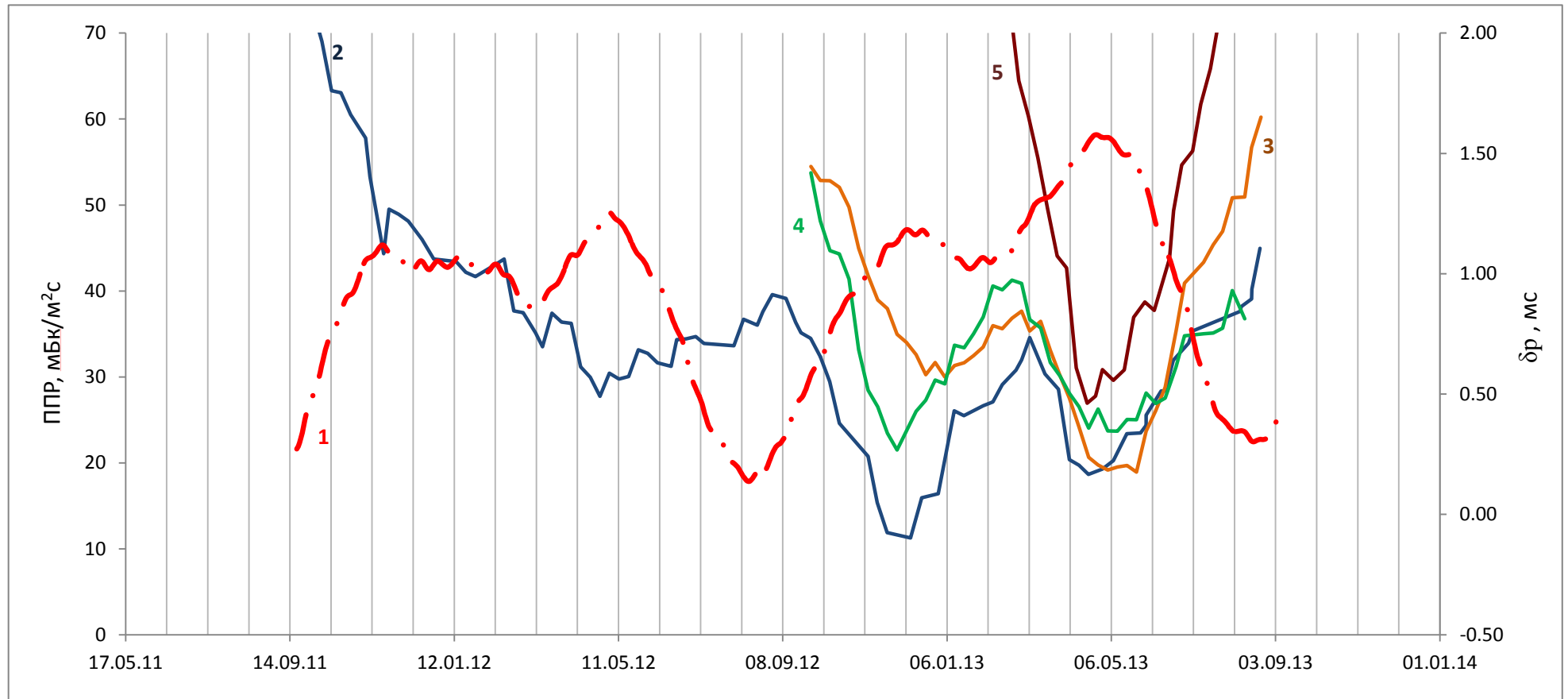


Рисунок 30. Сопоставление изменения отклонения длительности суток от эталонных δp (1) и колебаний плотности потока радона на ЭП: «Московской» (2), «Екатеринбургской-1» (3), «Екатеринбургской-2» (4), «Пятигорской» (5). Данные усреднены по 30 дням (фильтр скользящее среднее). Для наглядности (возможности представить все данные на одном графике) результаты измерений ППР были умножены на постоянный множитель k : $k=1$ для «Московской» ЭП; $k=0,5$ для «Екатеринбургской-1» ЭП; $k=3,0$ для «Екатеринбургской-2» ЭП; $k=0,4$ для «Пятигорской» ЭП.

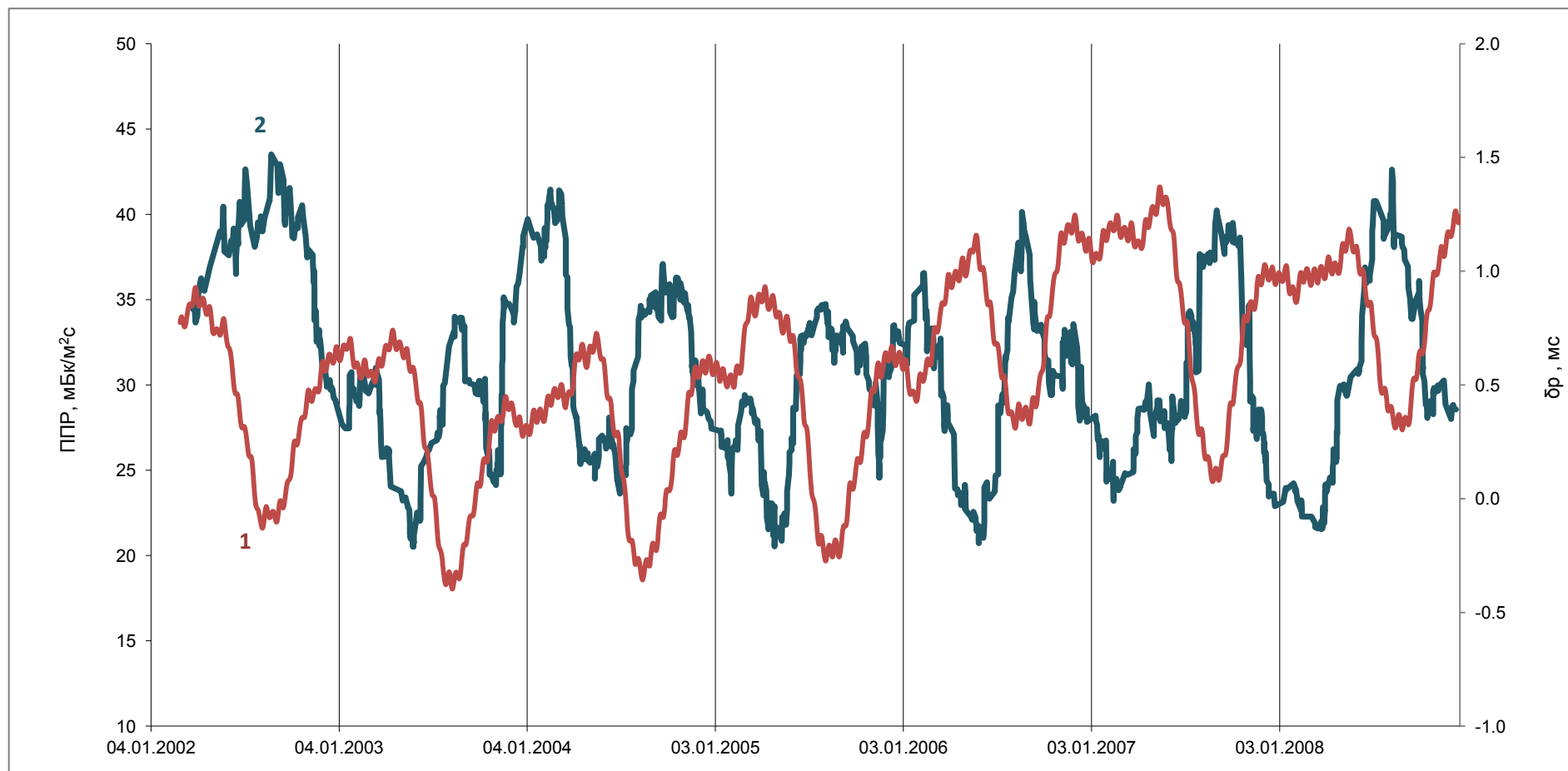


Рисунок 31. Сопоставление изменения отклонения длительности суток от эталонных δ_r (1) и колебаний плотности потока радона (2) в Москве в период с 2002 по 2008 год. Данные усреднены по 30 дням (фильтр скользящее среднее).

Таблица 15. Корреляция между плотностью потока радона и величиной отклонения длительности суток от эталонных (δp).

Экспериментальная площадка	Коэффициент корреляции между ППР и δp
«Московская»	- 0,71
«Рязанская»	- 0,12
«Екатеринбургская-1»	- 0,83
«Екатеринбургская-2»	- 0,78
«Пятигорская»	-0,56

Как было указано выше, в годовом ходе ППР выделяются два максимума и два минимума – в конце лета и в начале зимы. Максимальные значения плотности потока радона совпадают с периодами максимумов скорости вращения Земли. В эти периоды в приповерхностном грунтовом массиве преобладают напряжения растяжения [Селюков, Стигнеева 2010]. При этом зимний максимум ППР, как и зимний максимум скорости вращения земли, значительно меньше летнего. Минимумы в годовом ходе ППР проявляются в периоды наибольших сжимающих напряжений в грунтах (конец октябрь-начало ноября и март- начало апреля) [Селюков, Стигнеева 2010]. Таким образом, можно предположить, что изменение скорости вращения Земли является глобальным постоянно и повсеместно действующим фактором, определяющим временные колебания плотности потока радона с поверхности грунта.

Проведенные исследования показывают, что на временные колебания плотности потока радона, помимо ротационного, оказывают влияние и другие факторы, которые отчасти нарушают картину временных колебаний ППР, обусловленных ротационным фактором, а отчасти, наоборот, усиливают ее. Так, по результатам проведенных исследований установлено, что одним из ведущих факторов, определяющих поток радона с поверхности земли, является влажность приповерхностных грунтов и почв (степень заполнения пор водой). Установлено, что при сильном переувлажнении зоны аэрации за счет обильных осадков осенью, и таяния снега весной, поток радона с поверхности грунта часто подавляется практически до нулевых значений, что приводит к резкому усилению осеннего и весеннего минимумов ППР. В отдельные годы, характеризующиеся частыми зимними оттепелями, практически отсутствует зимний максимум ППР, что также связано с переувлажнением почв и грунтов в результате таяния снега при оттепелях. Из полученных данных следует, в том числе, что периоды сильного увлажнения приповерхностных грунтов и почв являются крайне неблагоприятным временем для проведения измерений плотности потока радона с целью оценки потенциальной

радоноопасности территорий, т.к. измеренные в эти периоды значения ППР совершенно не характеризуют радоновыделение из грунтов на обследуемой территории.

Как показывают наши исследования, локальные кратковременные колебания влажности почв в верхнем 5-ти сантиметровом слое также приводят к изменению плотности потока радона с поверхности грунта, что было также установлено ранее Б.Ю. Заболоцким [Заболоцкий 2005; Гулабянц, Заболоцкий 2004]. При уменьшении влажности верхнего слоя почв степень заполнения пор водой уменьшается и, соответственно, увеличивается коэффициент диффузии радона в порах грунта, и их газопроницаемость (скорость конвективного переноса радона), что вызывает рост плотности потока радона с поверхности грунта (рис. 32 а). Изменением влажности почв, по нашему мнению, обусловлена и установленная связь между ППР и суммой осадков за неделю до момента измерений (рис. 32 б).

Кроме того, анализ полученных данных показывает, что плотность потока радона испытывает существенные колебания при изменении таких факторов, как температура почв, резкие перепады атмосферного давления, промерзание грунта. На рисунке 32 приведены в качестве примера зависимости ППР от перечисленных факторов, полученные на разных экспериментальных площадках.

Влияние температуры верхнего слоя почвы на ППР (см. рис. 32 в) может быть обусловлено изменением коэффициентов диффузии радона, степени заполнения пор водой (за счет конденсации и испарения влаги) и растворимости радона в жидкой фазе при изменении температуры среды.

Резкие перепады атмосферного давления вызывают изменение направления переноса почвенного воздуха в системе «почва-атмосфера», что, скорее всего, и сказывается на плотности потока радона из грунтов. На рисунке 32 г приведены результаты сопоставления ППР и разницы атмосферного давления в 15-00 и в 6-00 (ΔP) в день проведения измерений на «Московской» ЭП. Отрицательные значения ΔP соответствуют падению, а положительные – росту атмосферного давления. Как видно из рисунка, резкие падения атмосферного давления приводят к увеличению ППР, что связано с выносом почвенного воздуха из грунтов при падении давления. Наоборот, резкий рост атмосферного давления приводит к поступлению в почву атмосферного воздуха, что вызывает существенное снижение плотности потока радона.

Необходимо отметить, что влияние перечисленных факторов сложным образом накладывается друг на друга, в результате чего, общая картина колебаний ППР в целом носит сложный, иногда незакономерный характер, трудно поддающийся расшифровке.

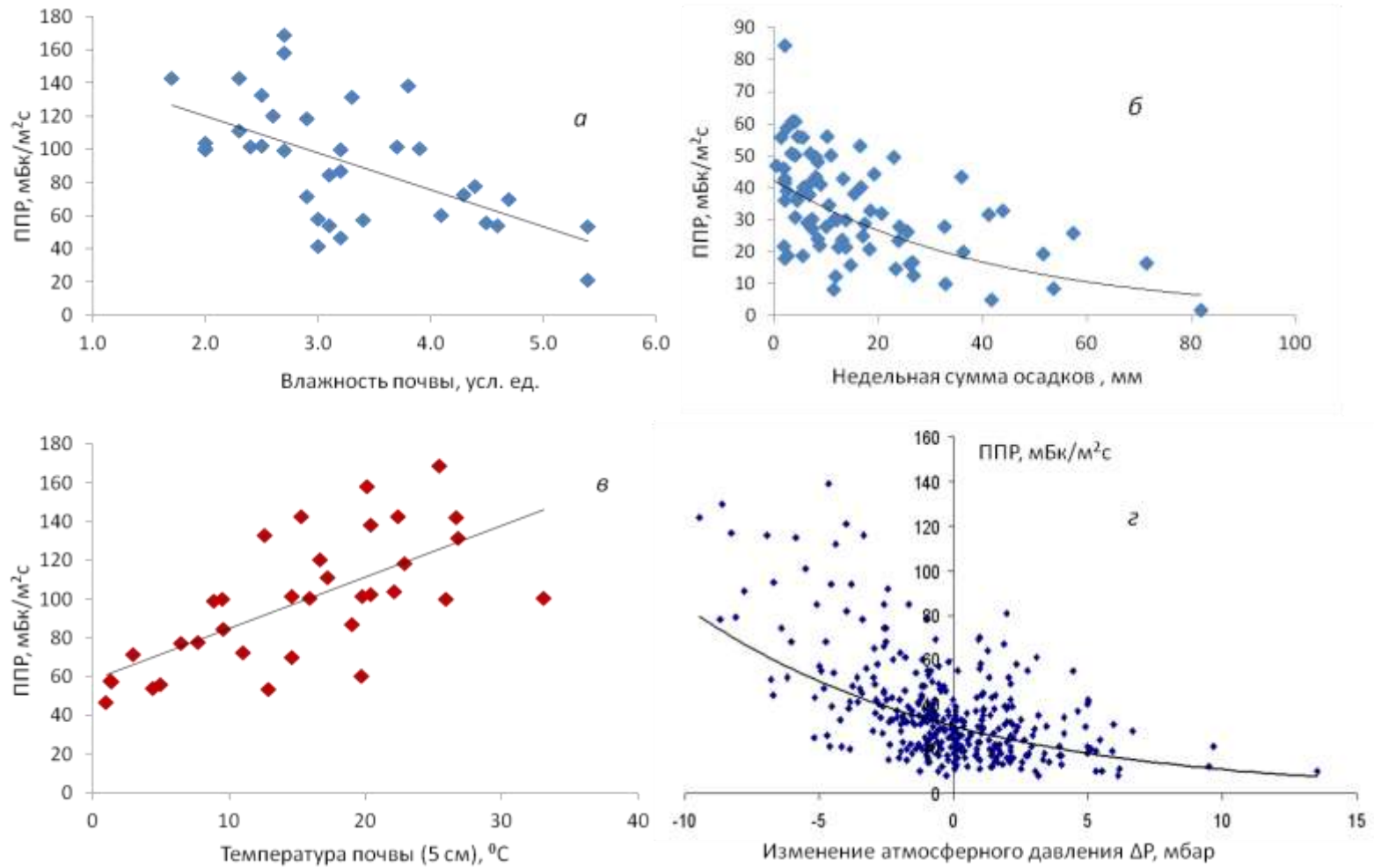


Рисунок 32. Зависимость плотности потока радона от влажности («Екатеринбургская» ЭП) (а) и температуры («Екатеринбургская» ЭП) (б) верхнего 5 см слоя почвы, количества осадков («Московская» ЭП) (в) и перепадов атмосферного давления в момент проведения измерений («Московская» ЭП) (г).

Так, например, очевидно, что при переувлажнении верхнего слоя грунтов и почвы полном заполнении пор водой, влияние на ППР таких факторов, как колебания атмосферного давления, температуры или количества осадков, будет сведено к минимуму, и наоборот. Кроме того, влияние резких перепадов атмосферного давления на ППР выявлено, только на «Московской» ЭП, и на других участках на территории Москвы, сложенных относительно слабопроницаемыми глинистыми грунтами. На площадках, сложенных хорошо проницаемыми отложениями («Екатеринбургская», «Пятигорская» ЭП), как это ни странно, подобных корреляций не выявлено. Это может быть обусловлено тем, что при падении атмосферного давления разгрузка почвенного воздуха в слабопроницаемых грунтах происходит не по всей площади поверхности грунта, а приурочена к каналам преимущественного переноса – вторичным макропорам, образовавшимся при отмирании корней растений, в результате жизнедеятельности почвенных организмов и т.п. В результате падения атмосферного давления, в таких каналах преимущественного переноса формируются локальные сосредоточенные токи почвенного воздуха, что, по-видимому, и вызывает появление высоких значений ППР. В хорошо проницаемых отложениях вынос почвенного воздуха при падении атмосферного давления рассредоточен равномерно по площади грунта, и каких-либо существенных изменений плотности потока радона этот фактор не вызывает.

В тоже время, влияние температуры почв на ППР, напротив, наиболее ярко проявляется на «Екатеринбургской» и «Пятигорской» ЭП, что связано, вероятно, с высокой проницаемостью и теплопроводностью грунтов на этих площадках. То есть, характер влияния метеофакторов на ППР определяется во многом свойствами грунтов поверхностного слоя на конкретном участке.

Кроме того, установлено, что степень влияния на ППР таких метеофакторов как перепады атмосферного давления и количество жидких осадков не постоянна в течение времени, а характеризуется четкой периодичностью. На рисунке 33 приведены функции скользящей корреляции (с окном осреднения 30 суток) между значениями ППР и количеством осадков за неделю, предшествующую измерениям, а также ППР и перепадом атмосферного давления в момент измерений на «Московской» ЭП. Как видно из рисунка, значимая отрицательная корреляция между этими параметрами наблюдается в одни и те же временные периоды: с конца октября по начало января, а также с конца апреля по начало августа. В периоды с января по апрель, а также с августа по октябрь влияние указанных метеорологических факторов на плотность потока радона практически отсутствует. Слабое влияние метеофакторов на ППР в период с января по апрель вполне может быть объяснено наличием в этот период снежного покрова, промерзанием грунтов и избыточным увлажнением верхнего почвенного слоя при весеннем таянии снега.

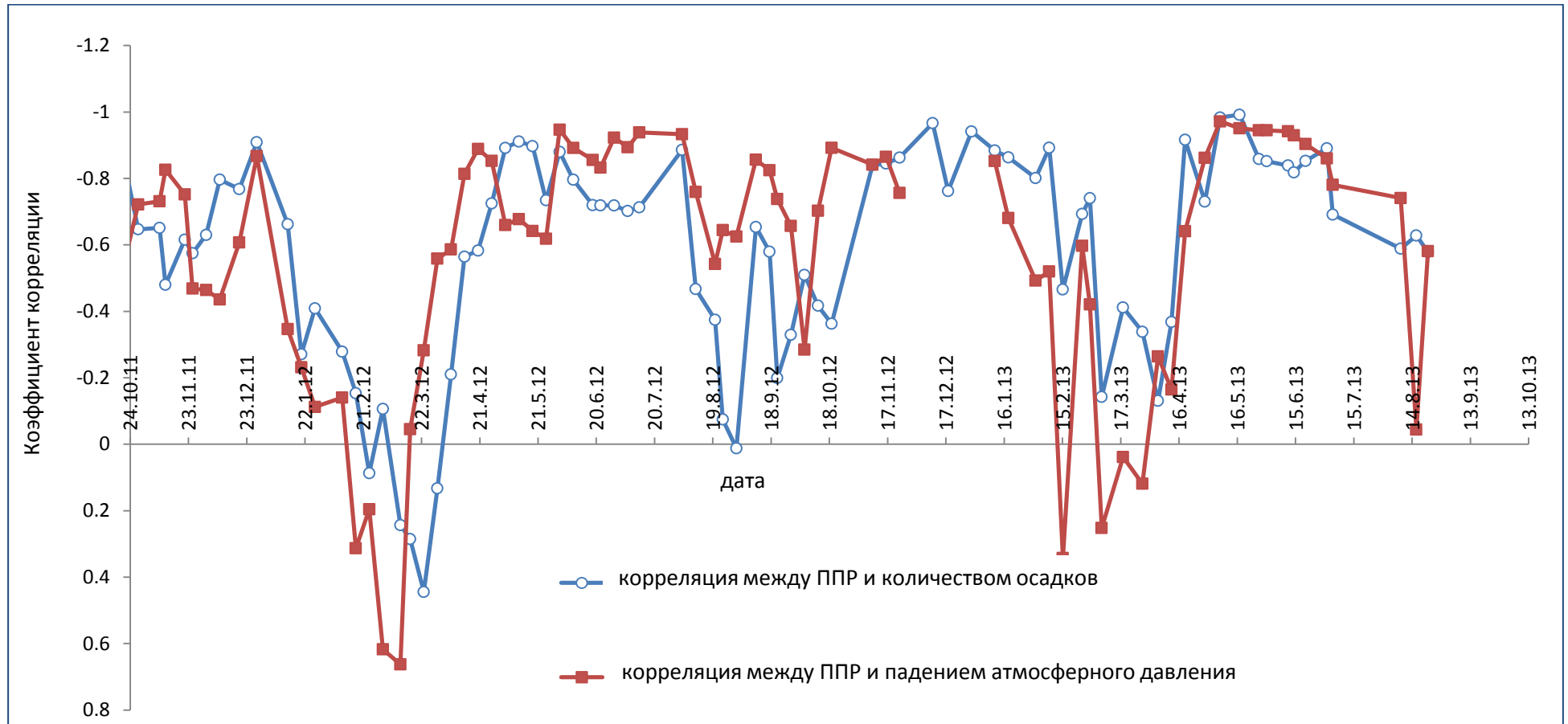


Рисунок 33. Функции скользящей корреляции между ППР и количеством осадков за неделю, предшествующую измерениям (ряд «осадки»), а также ППР и перепадом атмосферного давления в момент измерений (ряд «давление») на «Московской» ЭП.

В таких условиях грунтовый массив, можно сказать, «экранируется» от воздействия внешних атмосферных факторов. Однако, снижение корреляционной связи между ППР и метеофакторами в конце лета – осенью (с августа по октябрь) перечисленными выше причинами объяснить нельзя. Здесь, возможно, действуют иные причины, природу которых еще предстоит выяснить. Сейчас лишь можно обратить внимание на тот факт, что периоды снижения корреляции между ППР и метеофакторами в целом совпадают с периодами замедления скорости вращения Земли (роста продолжительности суток, см. рис. 30).

Влияние промерзания грунта на плотность потока радона носит неоднозначный характер, зависящий от состава грунта, его предзимней влажности и др. параметров. По результатам наблюдений на площадках, в зимнее время в целом плотность потока радона снижается, однако в отдельные периоды может наблюдаться рост ППР. Причем, как правило, снижение ППР связано с оттепелями, а сильные морозы и промерзание грунта вызывает повышение плотности потока радона. Ранее на территории Москвы нами была установлена значимая обратная корреляция между среднезимними значениями ППР и количеством дней с положительной температурой за зиму [Маренный и др., 2011]. Вероятно, увеличение ППР при промерзании грунта может быть связано с перераспределением и частичным вымерзанием влаги в поровом пространстве. В результате в дисперсных глинистых отложениях происходят криогенные деформации – увеличение объема грунта за счет замерзания влаги и образования шлиров льда, в нем образуются трещины и пустоты, часто не заполненные льдом и влагой, что может способствовать росту плотности потока радона с поверхности земли. Вместе с тем при промерзании грубодисперсных сильноувлажненных грунтов, возможно образование т.н. «льдогрунта», в котором практически все поры и пустоты заполнены льдом, что может вызывать резкое снижение ППР с поверхности такого грунта.

На ЭП «Екатеринбургская-1», характеризующейся хорошей проницаемостью грунта и неглубоким залеганием грунтовых вод, установлено увеличение плотности потока радона при повышении уровня грунтовых вод (глубина залегания УГВ изменилась от 3,5 до 0,7 м). В данном случае мог играть роль механизм «поршневого выдавливания» грунтового воздуха при повышении УГВ. Однако данный механизм может работать только при следующих условиях: высокой проницаемости грунтов зоны аэрации, значительной объемной активности радона в поровом воздухе, и неглубоком залегании грунтовых вод (когда амплитуда колебаний уровня грунтовых вод сопоставима с мощностью зоны аэрации). Такие условия наблюдались только на ЭП «Екатеринбургская-1».

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что плотность потока радона с поверхности грунта испытывает существенные временные колебания, вызванные

сочетанием влияния большого количества факторов, как глобального, планетарного, так и локального местного характера. Причем, колебания ППР обусловлены, прежде всего, изменением проницаемости почв и грунтов, связанными с ротагенными деформациями приповерхностного слоя грунтов, а также с локальными колебаниями температуры и влажности грунтов на площадке в момент измерений. При определенных условиях на ППР также может влиять возникновение пневматических градиентов в поровом пространстве почв и приповерхностных грунтов при резких перепадах атмосферного давления, изменении уровня грунтовых вод и т.п.

В этой связи интерес представляет сопоставление временных колебаний ППР с поверхности грунта на открытых участках, в полной мере подверженных влиянию перечисленных выше факторов, и с поверхности грунтового основания в подвалах существующих зданий, характеризующихся значительно более стабильным температурным и влажностным режимом. Такие измерения были проведены на «Рязанской» ЭП (подвал деревенского дома) и на «Екатеринбургской» ЭП (подвал 4-х этажного каменного здания ИГФ УрО РАН). Измерения показывают, что временные колебания ППР в подвалах зданий незначительны по сравнению с колебаниями этой величины на открытых участках, и не превышают 30 % от среднего ($K_{\text{вар}}$ не более 0,18), т.е. не выходят за пределы погрешности измерений. Сравнение результатов мониторинга ППР в отапливаемом подвале деревенского дома и на открытом грунте в непосредственной близости от этого дома на «Рязанской» ЭП, приведены на рисунке 34.

Как видно из рисунка, динамика ППР на открытом грунте и в подвале дома кардинально различается. Так на «Рязанской» ЭП весной 2012 года произошло резкое снижение плотности потока радона с поверхности открытого грунта, что, скорее всего, связано с переувлажнением верхнего почвенного слоя при таянии снега и оттаивании почвы. Как видно из рисунка, резкое снижение ППР совпадает по времени с переходом температуры воздуха через нулевую отметку. Дружное и обильное снеготаяние вызвало переувлажнение черноземных почв, мощностью 1 м, характеризующихся весьма высокой водоудерживающей способностью, что и вызвало резкий спад плотности потока радона. Причем, почвы на участке находились в переувлажненном состоянии до конца осени, и значения ППР на площадке в течение лета и осени так и не восстановились до первоначального уровня. Подобный временной ход ППР в течение года характерен только для «Рязанской» ЭП, расположенной в пределах низкой террасы р. Пары, и характеризующейся мощным слоем почвенных образований. Однако в подвале дома, где температура и влажность грунта в течение всего периода наблюдений оставалась постоянной, плотность потока радона с поверхности грунтового пола подвала практически не изменялась.

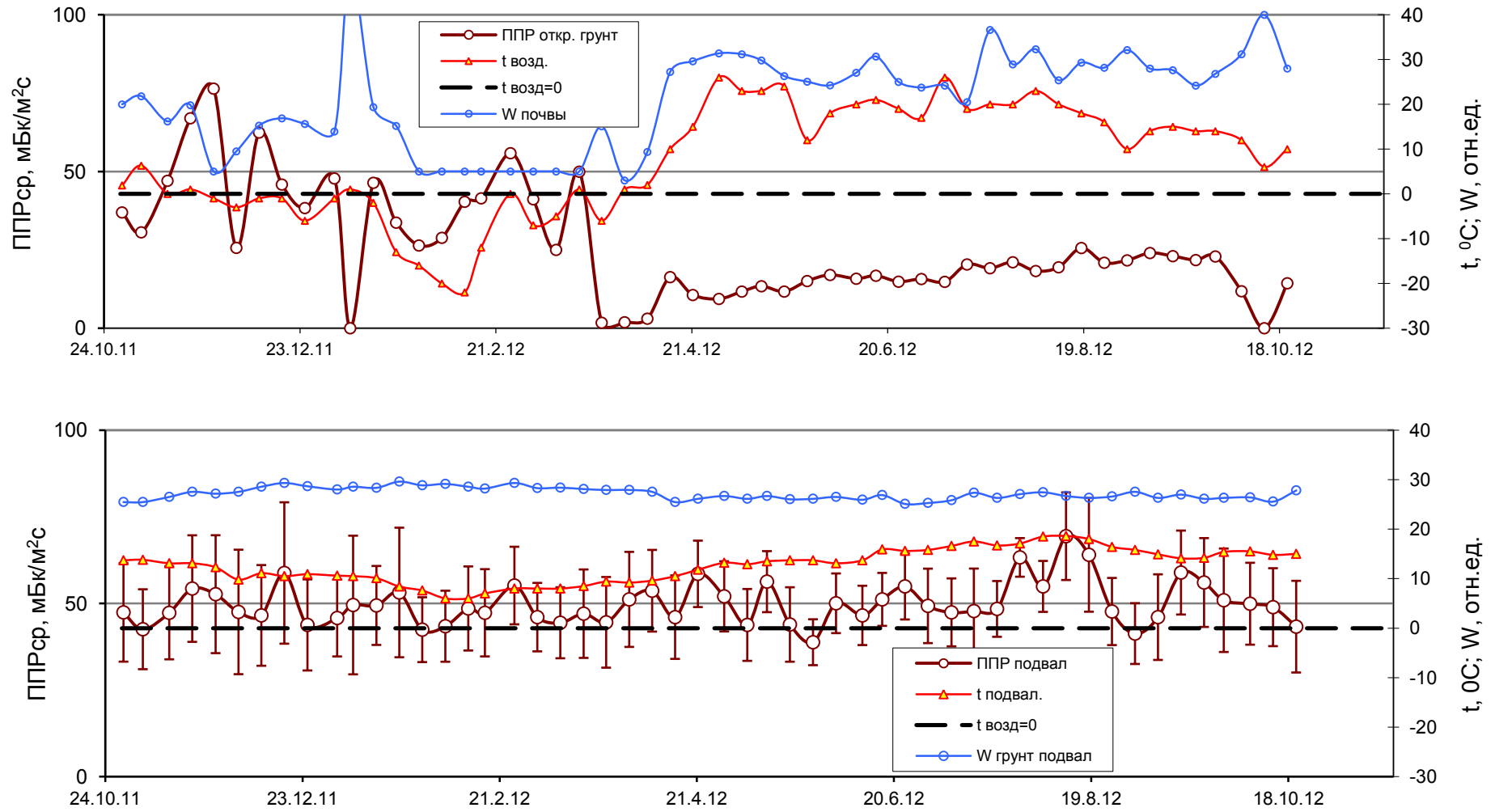


Рисунок 34. Результаты мониторинга ППР, температуры воздуха и влажности почвы (грунта) на открытом грунте и в подвале деревенского кирпичного дома («Рязанская» ЭП, октябрь 2011 – ноябрь 2012).

Вместе с тем, обработка данных показывает, что плотность потока радона в подвале все же испытывала крайне слабые сезонные колебания, коррелирующие с изменением скорости вращения Земли.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что временные колебания плотности потока радона с поверхности грунта связаны, прежде всего, с изменением проницаемости приповерхностного слоя грунта, в котором, судя по всему, и формируется поток радона в атмосферу. Строительство и эксплуатация зданий приводит к существенным изменениям температурного и влажностного режима грунтов основания здания, что приводит к существенной разнице между динамикой ППР с поверхности открытого грунта и из грунтовых оснований подвалов зданий.

3.4.2 Вариации объемной активности радона в грунтовом воздухе

Результаты мониторинга ОА радона на экспериментальных площадках приведены на рисунках 35-38 (фрагменты рядов наблюдений) и в таблице 16. Максимальные значения ОА радона в грунтовом воздухе характерны для «Пятигорской» ЭП, минимальные в целом для «Рязанской» площадки, сложенной с поверхности слаборадиоактивными песчаными отложениями. Из приведенных графиков видно, что характер колебаний радонового поля на исследованных участках различается. Для «Рязанской», «Екатеринбургской» и «Пятигорской» ЭП, сложенных относительно однородными, хорошо проницаемыми грунтами, характерно закономерное увеличение значений ОА радона с глубиной, увеличивается с глубиной и амплитуда колебаний ОА радона (рис. 35-38).

Для «Московской» ЭП характерны значительные и незакономерные колебания ОА радона в приповерхностном слое, сложенном слабопроницаемыми суглинками, вплоть до глубины 3,2 метра. Вариации ОА радона в песчаной толще, подстилающей суглинки, резко снижаются. Причем, объемная активность радона и амплитуда ее колебаний на глубине 5,0 и 10,0 м существенно ниже, чем в вышележащих глинистых отложениях, что обусловлено более низкими концентрациями радия в песчаных грунтах.

То есть, из полученных данных следует, что характер вертикального распределения ОА радона в подпочвенном воздухе определяется распределением удельной активности радия в вертикальном профиле и проницаемостью грунтов. Последний фактор также существенно влияет на вариабельность ОА радона в грунтовом воздухе. Судя по полученным данным, перенос газов в слабопроницаемых суглинках «Московской» площадки, затруднен, т.е. их поровое пространство не представляет собой единой газодинамической системы.

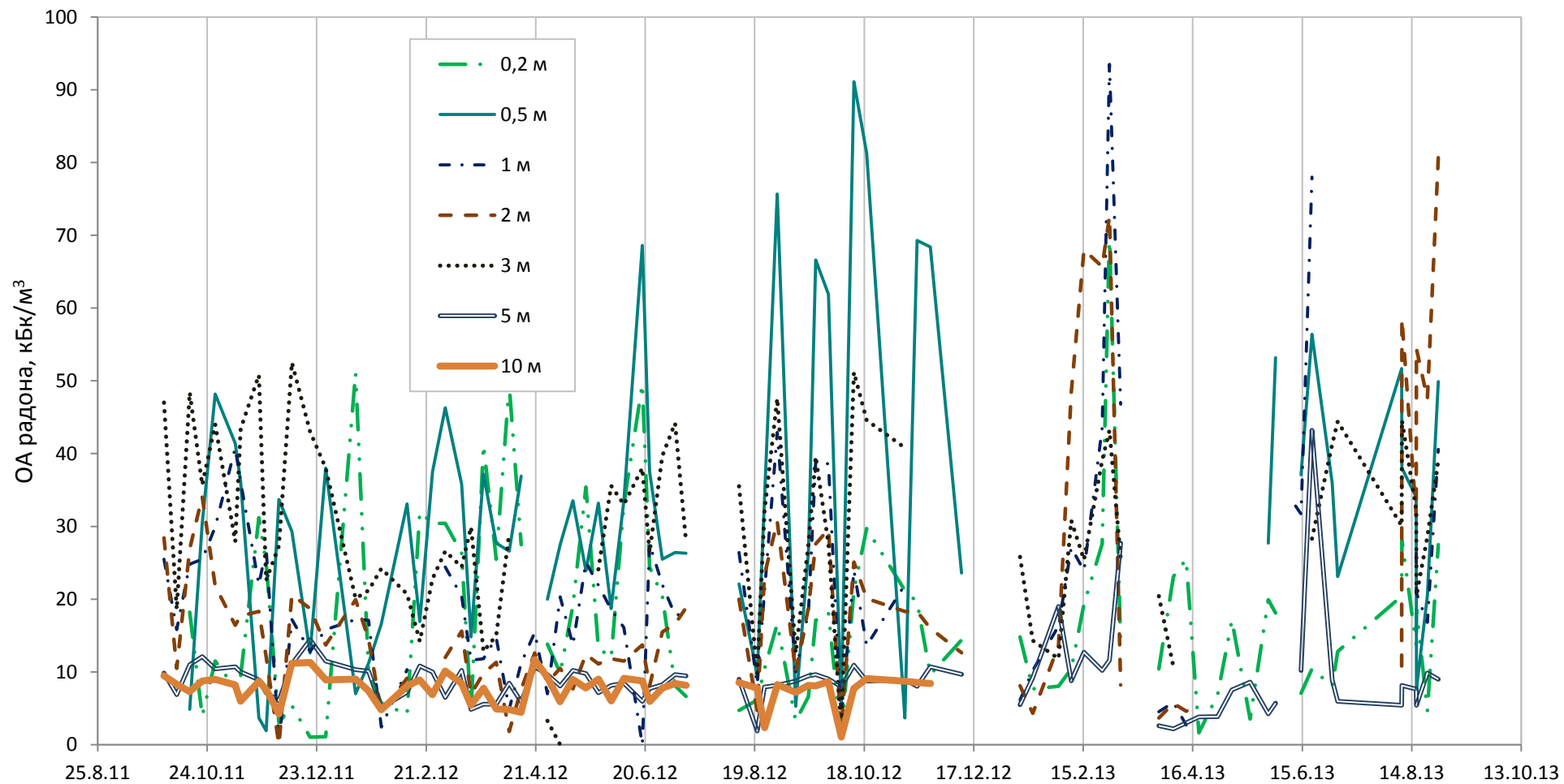


Рисунок 35. Фрагмент ряда наблюдений ОА радона в грунтовом воздухе на «Московской» ЭП.

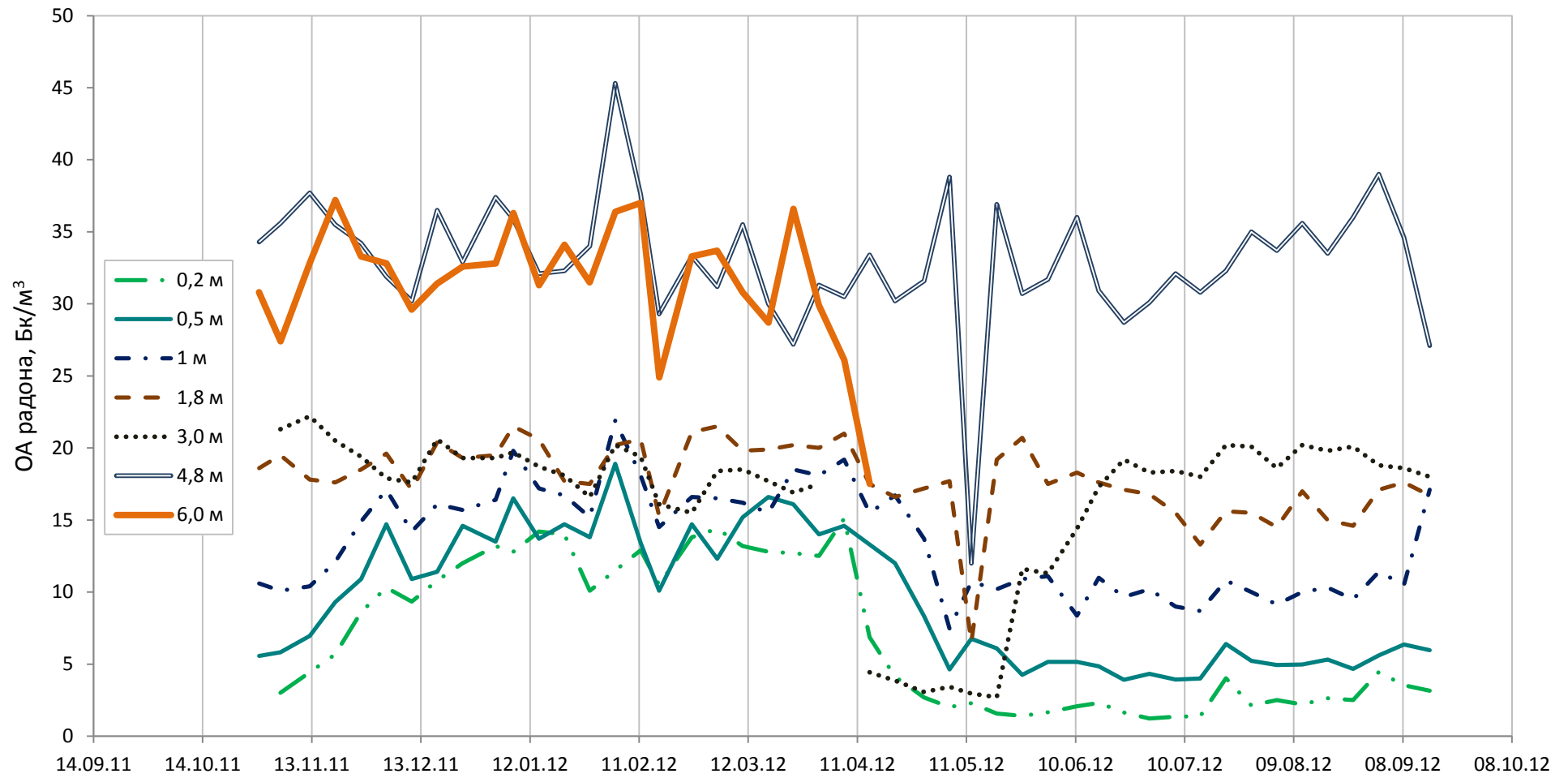


Рисунок 36. Фрагмент ряда наблюдений ОА радона в грунтовом воздухе на «Рязанской» ЭП.

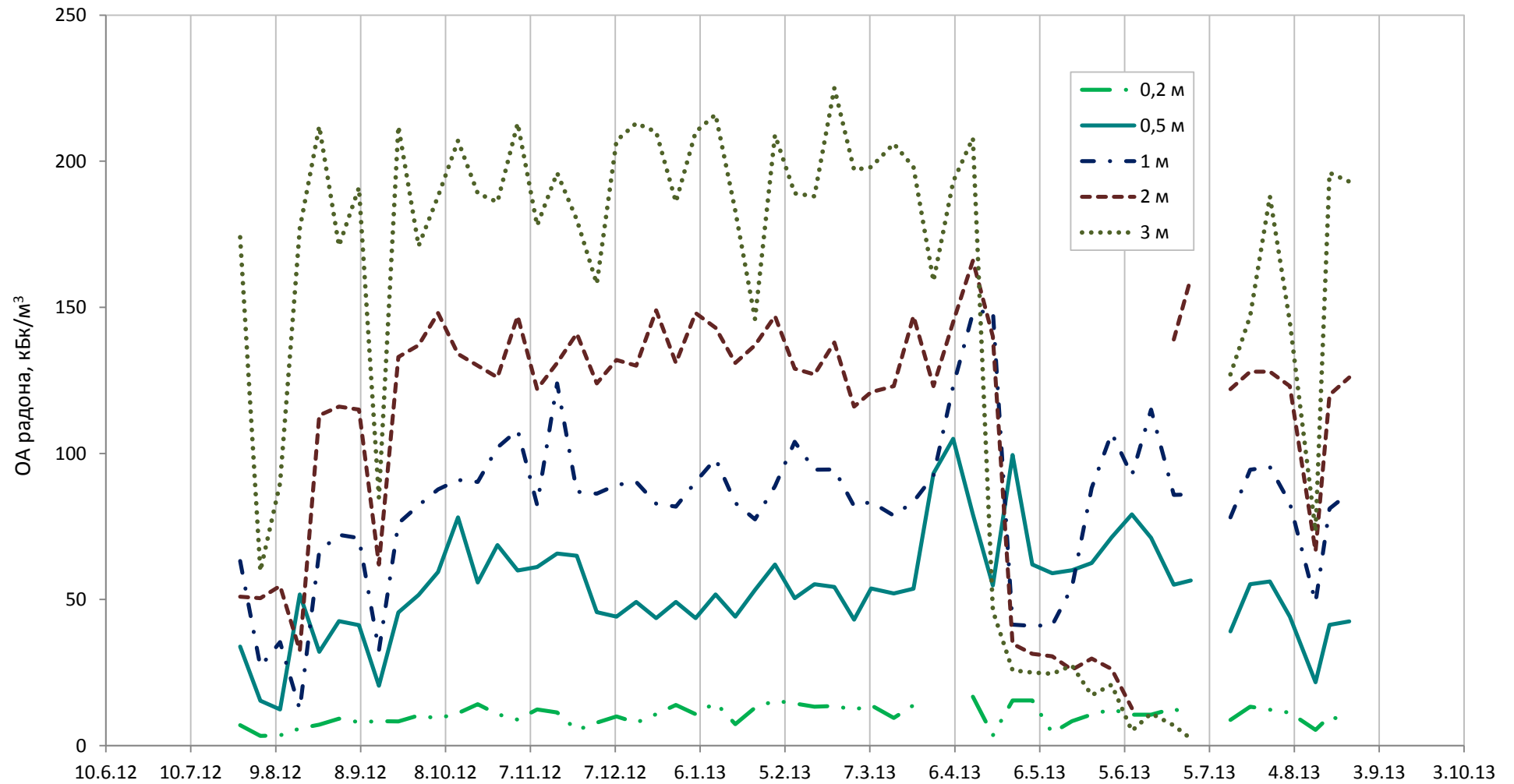


Рисунок 37. Фрагмент ряда наблюдений ОА радона в грунтовом воздухе на ЭП «Екатеринбургской -1» (пробоотборник на гл. 4,5 м большую часть времени был залит водой и неисправен).

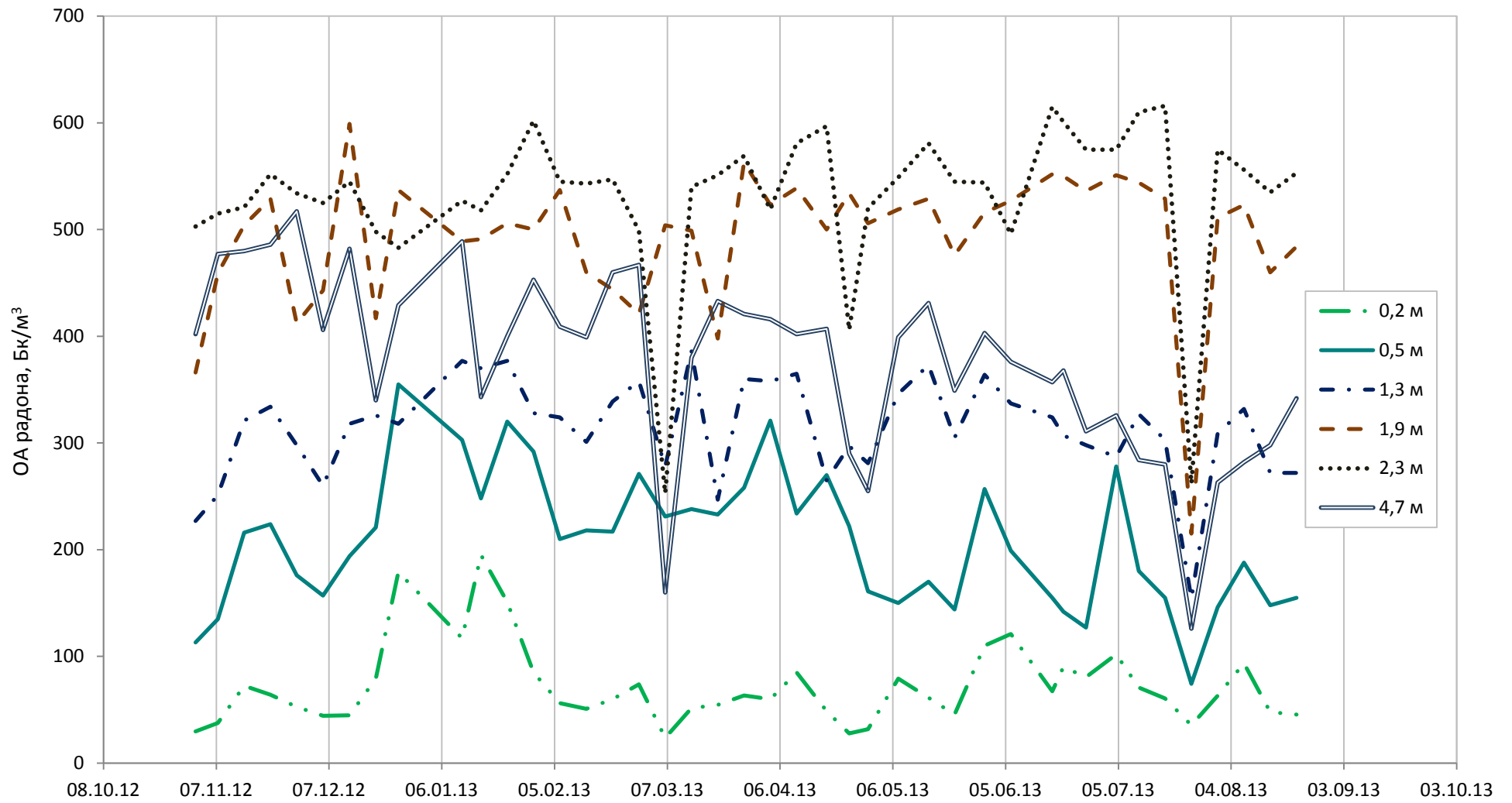


Рисунок 38. Фрагмент ряда наблюдений ОА радона в грунтовом воздухе на «Пятигорской» ЭП.

В такой ситуации любые изменения в небольшом объеме системы, например, изменение степени заполнения пор водой, могут привести к локальному, но существенному изменению радонового поля, для восстановления которого требуется относительно длительное время. В результате ОА радона на «Московской» площадке подвержено незакономерным колебаниям, причины которых установить довольно сложно (см. рис. 35). Скорее всего, они связаны с неравномерным режимом увлажнения грунтов (колебаниями степени заполнения пор грунта водой), по крайней мере, в периоды формирования в глинистых отложениях верховодки, объемная активность радона в них существенно снижается. Хотя могут иметь место и иные причины.

В хорошо проницаемых отложениях, где поровое пространство является единой газодинамической системой, изменения радонового поля в локальных ее участках быстро выравниваются за счет поступления радона из соседних объемов системы, благодаря чему радоновое поле проницаемых отложений более однородно. Наиболее существенные колебания радонового поля, зарегистрированы на «Рязанской» и «Екатеринбургской» площадках в весенний период, в апреле-мае (см. рисунки 36 и 37). Эти колебания связаны, прежде всего, с изменением уровня грунтовых вод и/или с формированием верховодки. При поднятии уровня грунтовых вод (или проникновении в массив инфильтрующихся метеорных вод) ОА радона в поровом пространстве грунта сначала повышается, как за счет «поршневого эффекта», т.е. выдавливания порового воздуха из нижележащих горизонтов, так и благодаря повышению степени заполнения пор водой. Затем, при полном обводнении грунта, происходит резкое снижение объемной активности радона в порах грунта в 5-10 раз. Последующее осушение грунтов (при понижении уровня грунтовых вод) вызывает рост ОА радона до прежних значений.

В таблице 16 представлено распределение по глубине средних значений и коэффициентов вариации объемной активности радона на экспериментальных площадках. Коэффициент вариации ОА радона характеризует колебания этой величины по отношению к ее среднему значению на данной глубине, т.е. относительную вариабельность ОА радона. При обработке материала не учитывались периоды затопления массива грунтовыми водами. Как видно из таблицы, на глубине 0,2 м на всех площадках ОА радона, также как и ППР, испытывает значительные временные колебания. Коэффициенты вариации колеблются от 0,52 до 0,73. С глубиной эти вариации затухают, и на глубине 1,5 – 3,0 м на всех площадках временные колебания ОА радона в подпочвенном воздухе становятся существенно ниже временных вариаций ППР. В слабопроницаемых грунтах («Московская» ЭП), значительные вариации ОА

радона сохраняются до глубины 3,0 м, на остальных площадках существенное затухание колебаний ОА радона, в основном, происходит уже на глубине 1,0-1,5 м.

Объемная активность радона в поровом воздухе на глубине более 1 м на всех исследуемых площадках (на «Московской ЭП» – более 3 м) колеблется во времени незначительно (за исключением периодов обводнения массива), коэффициент вариации не превышает 0,3, что соответствует погрешности определения данной величины. Это, вообще говоря, не позволяет достоверно выявить какие либо закономерности во временных колебаниях ОА радона на этих глубинах (за исключением колебаний связанных с изменением уровня грунтовых вод и подтоплением массива).

Таблица 16. Распределение по глубине средних значений и вариации объемной активности радона за период наблюдений.

Глубина, м	Московская		Рязанская		Екатеринбургская-1		Пятигорская	
	Средн., кБк/м ³	К _{вар.}	Средн., кБк/м ³	К _{вар.}	Средн., кБк/м ³	К _{вар.}	Средн., кБк/м ³	К _{вар.}
0,2	18,0	0,73	7,1	0,72	12,0	0,81	71,8	0,52
0,5	34,6	0,68	9,5	0,48	53,9	0,38	207,3	0,30
1	22,3	0,70	13,5	0,27	81,8	0,34	313,7	0,15
2	20,2	0,55	17,9	0,15	123,0	0,33	492,9	0,13
3	30,1	0,30	18,3	0,12	176,0	0,28	531,7	0,14
5	8,4	0,29	33,0	0,14	-	-	376,1	0,20

Анализ результатов мониторинга объемной активности радона в подпочвенном воздухе показывает, что в самом верхнем слое, на глубинах 0,2 и 0,5 м, колебания ОА радона подчиняются практически тем же закономерностям, что и колебания ППР с поверхности грунта, только с обратным знаком. То есть, факторы вызывающие увеличение плотности потока радона, одновременно вызывают снижение ОА радона в поровом воздухе на глубине до 0,5 м, и наоборот. В результате, на глубинах 0,2-0,5 м, ОА радона проявляет более или менее значимую отрицательную корреляцию с плотностью потока радона с поверхности земли. Однако с увеличением глубины, влияние на радоновое поле поверхностных факторов, перечисленных в предыдущем разделе, быстро уменьшается. Уменьшается и антикорреляция между ППР и ОА радона в грунтовом воздухе. На рисунке 39 представлено изменение коэффициента корреляции между ППР и объемной активностью радона в подпочвенном воздухе с увеличением глубины. Как видно из рисунка 39, на глубине 0,5 м на всех площадках регистрируется максимальная обратная корреляция между плотностью потока радона с поверхности грунта и объемной

активностью радона. То есть, чем выше поток радона из грунтов, тем ниже его объемная активность в грунте на глубине 0,5 м, что вполне закономерно, и объясняется выносом радона из этого слоя в атмосферу. Однако, уже на глубине 2 м, корреляция между этими параметрами резко снижается, а на глубине 3 м и более практически исчезает (коэффициент корреляции между ППР и ОАР на глубине 3 м не превышает -0,07).

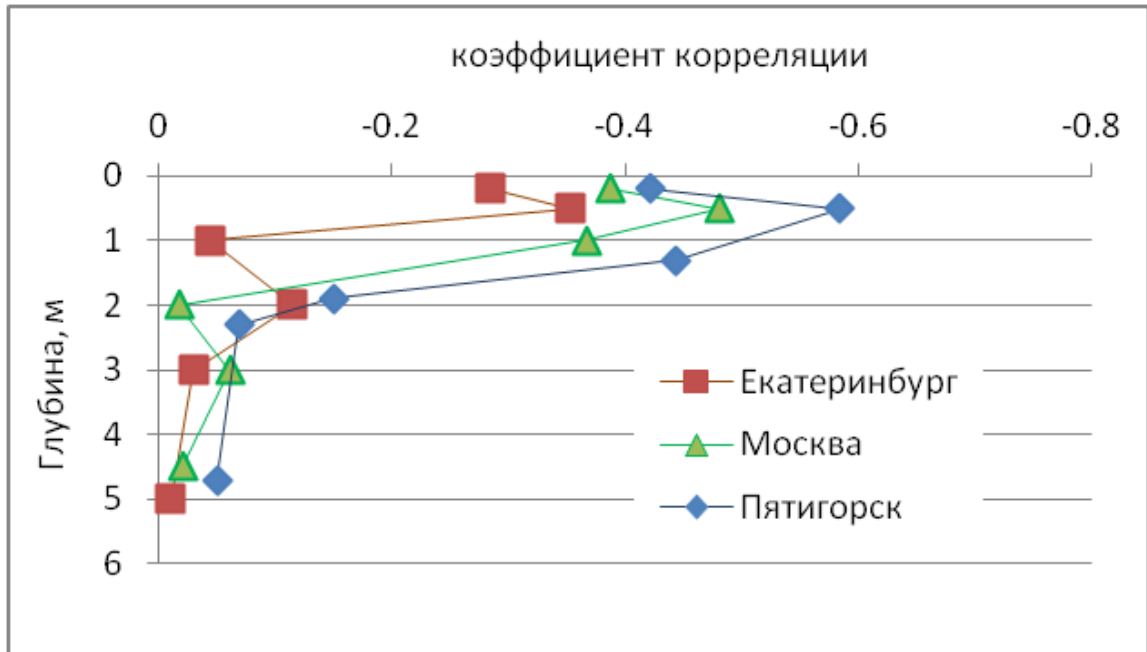


Рисунок 39. Изменение коэффициента корреляции между ППР и объемной активностью радона в подпочвенном воздухе с увеличением глубины.

То есть, по нашим данным, установлено, что на глубинах до 1,5-3,0 м колебания ОА радона подчиняются примерно тем же закономерностям, что и колебания ППР (рассмотренные в предыдущем разделе). На глубинах более 1,5-3,0 м ярко выражена только взаимосвязь радонового поля с колебаниями уровня грунтовых вод. Других закономерностей временных колебаний объемной активности радона в грунтовом воздухе установить не удастся. В отличие от колебаний ППР, колебания ОА радона на глубинах более 1,0 м на каждой площадке имеют индивидуальный характер, определяющийся, главным образом, гидрогеологическим режимом конкретного участка, глобальные корреляции между разными площадками отсутствуют. Отсутствует и корреляция ОА радона на этих глубинах со скоростью вращения Земли, не зарегистрировано связи с приливными явлениями и т.п. Таким образом, радоновое поле уже на глубине более 1,5-3,0 м слабо связано с поверхностными факторами и практически не реагирует на такие воздействия как изменение скорости вращения земли и колебания метеоусловий на

поверхности. Это объясняется затуханием с глубиной как ротагенных деформаций грунтового массива (за счет роста бытовой нагрузки от вышележащих грунтов) [Селюков, Стигнеева 2010], так и колебаний температуры и влажности грунта [Шестаков и др., 1982].

Следует отметить, что в литературе встречаются упоминания о связи радонового поля, например, с приливными явлениями [Спивак и др., 2008] и др. геодинамическими процессами [Рудаков 2009] на значительно больших глубинах. Однако во всех подобных исследованиях анализировалась ОА радона не в ненарушенном массиве грунтов, а в различного рода выработках (скважинах, шурфах, штольнях). То есть регистрировались колебания радонового поля системы «горная выработка – вмещающий массив». Напряжения различной природы, возникающие в массиве, приводят к деформациям стенок горных выработок и, соответственно, изменению радоновыделения из стенок выработки в ее свободный объем. В данном случае сама система «выработка – массив» является своего рода деформационным датчиком. Этим, по нашему мнению, и объясняется регистрация корреляции колебаний радонового поля на значительных глубинах с приливными явлениями, скоростью вращения Земли и т.п. При мониторинге радона в геодинамических целях, такой подход к измерениям, вероятно, является единственно правильным. Целью нашего эксперимента было выявление формирования радонового поля в ненарушенном грунтовом массиве, поэтому условия измерений были максимально приближены к природным.

Интересные результаты дает анализ колебаний ППР и ОА радона, зарегистрированных на «Пятигорской» ЭП. Как отмечалось выше, на данной площадке в отдельных точках измерения были зарегистрированы аномально высокие частные значения ППР. Сопоставление максимальных частных значений ППР, зарегистрированных в ходе каждого сеанса в разных точках, с колебаниями ОА радона в массиве грунтов на ЭП «Пятигорская», приведено на рисунке 40. Так, 19.12.2012 в точках измерения №1 и №2 ППР составляла 1260 и 3740 мБк/м²с соответственно. Затем, в 20 и 26 июля 2012 года, в точке № 21 были зарегистрированы значения ППР 1330 и 1540 мБк/м²с. И, наконец, 31.07.2013 в точках № 2 и № 21 наблюдалась плотность потока радона 1030 и 1350 мБк/м²с. Особенно интересна аномалия, отмеченная 19.12.2012, не только как наиболее контрастная, но и тем, что примерно в это же время максимумы ППР регистрировались также на «Московской» ЭП (18.12.2012) и на ЭП «Екатеринбургская-1» (28.12.2012), что хорошо видно на рисунках 28 и 29.

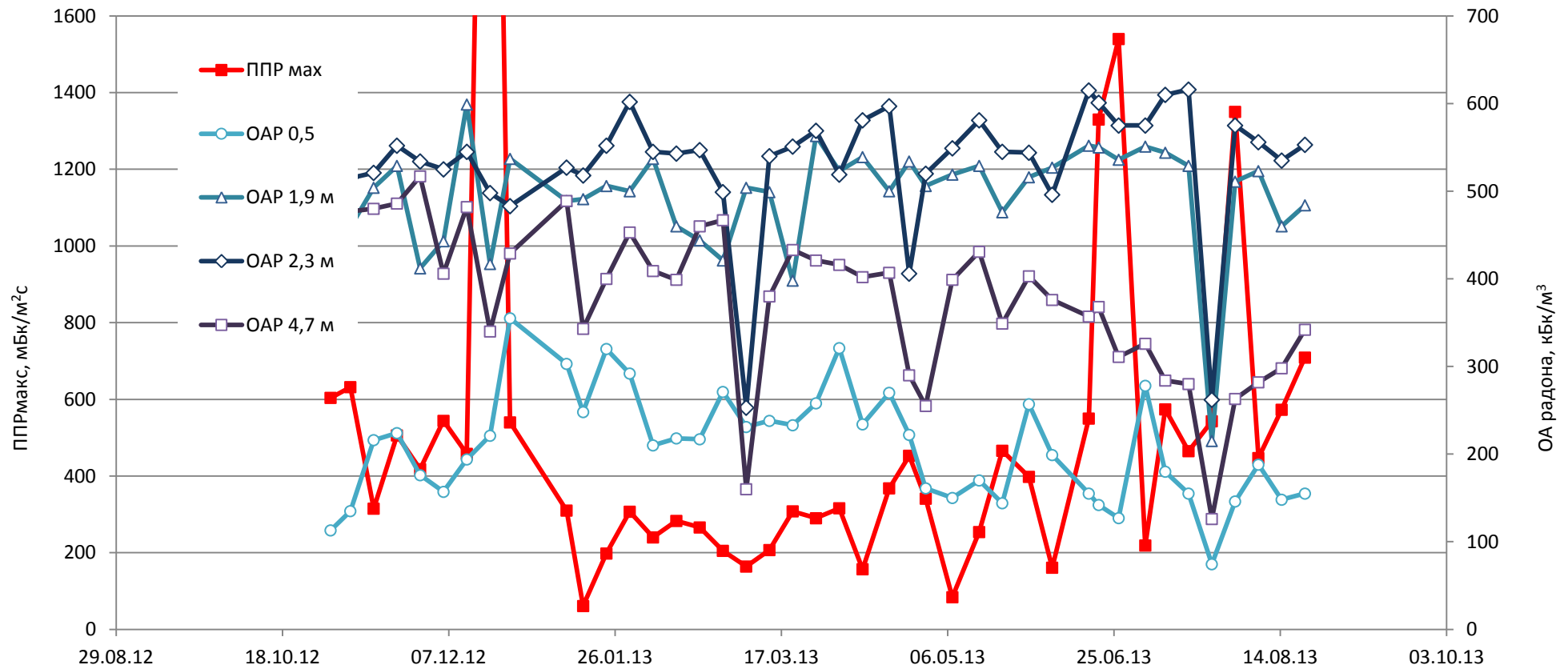


Рисунок 40. Сопоставление максимальных частных значений ППР, зарегистрированных в ходе каждого сеанса в разных точках, с колебаниями ОА радона в массиве грунтов на ЭП «Пятигорская».

Однако, столь яркие аномалии ППР на «Пятигорской» ЭП не сопровождались столь же контрастными колебаниями ОА радона в грунтовом воздухе (см. рисунок 38). Как видно из рисунка, аномалия ППР от 19.12.2012 не проявлена в радоновом поле на глубинах 0,5 м и 2,3 м, хотя на глубине 1,9 и 4,7 м, наблюдается локальный незначительный минимум ОА радона. Аномалии ППР, зарегистрированные 20-26.06.2012 г, практически никак не выражены в колебаниях ОА радона в массиве грунтов (за исключением весьма слабого минимума на глубине 0,5 м). Отметим, при этом, что гораздо более значительные минимумы ОА радона, зарегистрированные, например, 06.03.2013 или 27.04-07.05.2013 г, в плотности потока радона с поверхности земли не проявлены. Таким образом, связывать зарегистрированные аномалии ППР со снижением ОА радона, зафиксированным в этот момент на отдельных глубинах, строго говоря, оснований нет. Что касается аномалии, зарегистрированной 31.07.2013, то следует отметить, что за неделю до этого, в предыдущем сеансе измерений (24.07.2013), на площадке было зарегистрировано резкое снижение ОА радона на всех исследуемых глубинах (см. также рис. 38). Вообще говоря, на данный момент нам не удалось найти объяснение этому явлению. Однако аномалия ППР была зарегистрирована не в момент снижения ОА радона, а только неделю спустя, причем в это время радоновое поле массива грунтов уже восстановилось до прежних значений (см. рисунки 38 и 40). То есть и в последнем случае, строго говоря, аномалия плотности потока радона с поверхности грунта не проявилась в радоновом поле массива грунтов в целом.

То есть, полученные данные свидетельствуют о том, что зарегистрированные аномалии ППР формируются в локальных участках (объемах) массива, вероятно приповерхностных, и не проявляются в радоновом поле массива пород в целом. Выявить какие-либо закономерности в формировании этих аномалий ППР пока не представляется возможным.

Отсутствие корреляции между ППР и ОА радона на глубинах более 1,5-3,0 м, и наличие антикорреляции между этими параметрами на меньших глубинах, свидетельствует о том, что поток радона, регистрируемый на поверхности грунта, не является результатом дегазации недр, а формируется за счет выноса радона непосредственно из указанной приповерхностной зоны. То есть, единый постоянный во времени и стабильный по глубине поток радона в массиве грунтов отсутствует.

В заключение главы можно подвести итог проведенным исследованиям временных колебаний радонового поля. Обработка и анализ полученного фактического материала дали возможность количественно оценить размах и характер временных колебаний плотности потока радона с поверхности грунтов и ОА радона в грунтовом воздухе на различных глубинах, установить основные закономерности временных колебаний этих параметров, что позволяет

уточнить существующие представления о формировании радонового поля приповерхностного массива грунтов.

Величина плотности потока радона с поверхности земли (грунта) определяется процессами газообмена между подпочвенным и атмосферным воздухом в зоне активного газообмена с атмосферой (специфическом пограничном грунтовом слое, мощностью около 1,5-3,0 м), и испытывает высокоамплитудные временные колебания. Проведенными исследованиями установлено, что наибольшее влияние на радоновое поле оказывают деформации приповерхностного массива грунтов, в том числе, глобального характера, связанные с неравномерностью вращения Земли, а также колебания степени заполнения пор грунта водой. Влияние этих факторов, скорее всего, связано с изменением проницаемости грунтового массива. На глубине более 1,5-3,0 м временные изменения радонового поля незначительны (коэффициент вариации менее 0,3) не связаны с поверхностными факторами и в большей степени определяются гидрогеологическим режимом зоны аэрации. То есть, формирование радонового поля в приповерхностной области грунтового массива, подчиняется иным закономерностям, чем в массиве на глубинах более 1,5-3,0 м.

Плотность потока радона с поверхности грунтового основания зданий определяется условиями на глубине заложения фундамента. При этом значения ППР, измеренные на поверхности грунта, на одном и том же участке в отдельные моменты времени могут, как превышать уровень 80 мБк/м²с, так и быть ниже его. Следовательно, величина ППР с поверхности грунта, тем более измеренная однократно в случайный момент времени, не может применяться в качестве достоверной характеристики интенсивности поступления радона из грунтов основания в подземную часть проектируемого здания, т.е. характеризовать потенциальную радоноопасность территории вне зависимости от периода измерений.

ГЛАВА 4 ИЗУЧЕНИЕ МЕХАНИЗМОВ ПЕРЕНОСА РАДОНА В ГРУНТАХ

Решающее влияние на формирование радонового поля оказывают процессы переноса радона в приповерхностных грунтах. Однако, как отмечалось в Главе 1, механизмы переноса радона остаются до сих пор недостаточно исследованными. В целом, перемещение радона в поровом пространстве горных пород происходит благодаря двум основным механизмам транспорта – диффузионного и конвективного [Новиков 1989]. До настоящего времени открытым остается вопрос, какой из перечисленных процессов – диффузионный или конвективный – является преобладающим в переносе радона в приповерхностной части геологической среды. Как было указано выше (см. гл. 1), несмотря на то, что диффузионный перенос характеризуется слабой интенсивностью, его вклад в общий перенос радона из массива грунтов в атмосферу (подземную часть зданий) может оказаться решающим за счет постоянства градиентов концентрации, и непрерывности протекания диффузии на границе раздела сред с различными концентрациями радона. Конвективные потоки могут превышать по интенсивности диффузию на 3-4 порядка, однако, градиенты, обуславливающие конвекцию, часто разнонаправлены, и вызываются кратковременными, иногда мгновенно действующими факторами, поэтому, несмотря на большие величины потоков, общее количество вещества, переносимое конвекцией за длительные промежутки времени, будет меньше, чем при постоянно идущей диффузии [Смагин 2005]. Для формирования постоянно действующего конвективного потока в геологической среде необходимо наличие постоянных градиентов, вызывающих конвекцию. В качестве таких градиентов часто рассматривают, например, геотермический градиент или градиент геостатического давления в земной коре, однако эти градиенты ощутимы только в глобальном плане, при рассмотрении массопереноса в земной коре. Вместе с тем, как уже отмечалось выше, для относительно короткоживущего радона вопрос глобального переноса в земной коре фактически не имеет смысла, т.к. время жизни радона не позволяет ему участвовать в глобальных циклах круговорота вещества. В приповерхностной же части разреза, в зоне гипергенеза, где происходит непосредственное взаимодействие геологической среды с атмосферой, гидросферой и биосферой, роль вышеперечисленных градиентов резко падает, и на первый план выходят градиенты, формирующиеся за счет колебаний уровня грунтовых вод, инфильтрации атмосферных осадков, колебаний параметров радиационного баланса, колебаний атмосферного давления и т.п. Эти градиенты, как правило, непостоянны во времени и разнонаправлены. Процессы конвективного переноса, вызванные этими градиентами, можно обобщенно назвать «почвенной конвекцией». Они, несомненно, оказывают влияние на радоновое поле, например, на локальные временные колебания ППР и ОА радона, однако существенный их вклад в общий поток радона

из грунтов в атмосферу маловероятен. В формировании аномальных радоновых полей роль конвективного переноса, в общем-то, бесспорна. Однако остается вопрос, связаны ли эманационные аномалии в приповерхностных отложениях с разгрузкой на дневную поверхность глубинных газов в зонах повышенной трещиноватости и раздробленности пород («глубинной» конвекцией), или это результат интенсивных локальных конвективных токов, формирующихся в приповерхностном почвенно-грунтовом слое («почвенной конвекции»). Вопрос этот до настоящего времени не решен.

Ниже приведены результаты исследований механизмов переноса радона в массиве дисперсных отложений приповерхностной части геологической среды, в основу которых положены результаты математического моделирования процессов переноса радона, а также неравновесный изотопный радий-свинцовый (Ra-Pb) геохимический метод, предложенный автором диссертации с коллегами для выявления конвективных газовых потоков в грунтовом массиве.

4.1 Моделирование переноса радона в массиве грунтов

Для выяснения преобладающего механизма поступления радона к поверхности земли в платформенных условиях и оценки эффективных параметров переноса радона (объемного коэффициента диффузии D и скорости конвекции v), были проведены исследования переноса радона на экспериментальных площадках, описанных выше, с помощью математического моделирования.

Задачей исследований является выяснение эффективных параметров переноса радона на площадках с известными параметрами разреза и известным стационарным распределением радоновых полей. Конечной целью исследований является оценка вклада каждого из механизмов переноса радона (диффузии и конвекции) в формирование радонового поля. Параметры модели переноса радона и стационарные распределения радонового поля задавались по результатам исследований на экспериментальных площадках (см. гл. 3). Исследования, описанные выше, позволили получить полный объем необходимой информации о геологическом строении площадок до глубины 5-10 м, о радиационно-физических характеристиках и физических свойствах грунтов на площадках, о вертикальном распределении ОА радона в грунтовом массиве, о плотности потока радона с поверхности грунтов. Особенно важно, что в результате исследований на каждой площадке было получено стационарное распределение ОА радона в массиве до глубины 5-10 м, а также усредненное во времени и по площади (т.е. тоже стационарное) значение плотности потока радона с поверхности грунтов. Полученная информация позволяет построить математические модели,

учитывающие реальные условия, существующие на площадках, в том числе, характеристики массива, определяющие радоновый баланс: распределение радия в разрезе, коэффициенты эманирования, плотность и пористость грунтов. Используя уравнения переноса радона в массиве, можно подобрать неизвестные параметры переноса радона (D и v), наиболее удовлетворяющие известному стационарному распределению ОА радона по разрезу и плотности потока радона с поверхности грунта. Наличие экспериментальных данных по свойствам грунтов, стационарному распределению объемной активности радона в разрезе и одновременно по плотности потока радона с поверхности грунта, существенно ограничивает диапазон подбираемых возможных значений параметров переноса радона (D и v) и, таким образом, сужает неопределенность оценки этих параметров.

Математическое моделирование переноса радона в приповерхностной части разреза проводилось на основе уравнения баланса активности радона в элементарном слое для бесконечных по простиранию горизонтальных слоев. Для описания процессов переноса радона в дисперсных отложениях, реальная пористая среда заменяется сплошной средой с эффективными параметрами, характеризующими свойства этой среды и механизмы переноса радона (последние задаются в виде параметров D и v). Использовались решения А.Г. Граммакова и Ю.П. Булашевича. В данной работе рассматривается стационарная одномерная модель, т.е. допускается, что перенос радона постоянен во времени и происходит только в вертикальном направлении (ось z направлена вниз от поверхности земли). Основное дифференциальное уравнение диффузионно-конвективного переноса радона в пористой среде при описанных выше допущениях, имеет вид [Новиков 1989; Яковлева 2002]:

$$\frac{\partial^2 A(z)}{\partial z^2} + \frac{v}{D} \frac{\partial A(z)}{\partial z} - \frac{\lambda}{D} A(z) + \frac{A_\infty}{D} = 0; \quad A_\infty = \frac{K_{эм} A_{Ra} \rho}{\eta}, \quad (13)$$

где $A(z)$ - объемная активность радона в поровом воздухе на глубине z (Бк/м³); v – скорость конвективного переноса радона (м/с); D – объемный коэффициент диффузии радона в грунте (м²/с); λ – постоянная распада радона (1/с); A_∞ - объемная активность радона в поровом воздухе в состоянии радиоактивного равновесия с ²²⁶Ra (Бк/м³), A_{Ra} – удельная активность ²²⁶Ra (Бк/кг); $K_{эм}$ – коэффициент эманирования (отн. ед.); ρ – плотность грунта (кг/м³); η – воздушная (не заполненная водой) пористость грунта (отн. ед.).

В данной модели растворение радона в поровой влаге не учитывается. Степень заполнения пор грунта водой учитывается через обобщенный показатель воздушной пористости η . Под воздушной пористостью в данном случае понимается объем пор, незаполненных грунтовой влагой.

Рассмотрим наиболее простой случай – эманлирующий слой бесконечной мощности и простирающийся (полубесконечное эманлирующее пространство). Данная модель описывает стационарное распределение концентраций радона по разрезу $A(z)$ и плотность потока радона с поверхности грунта q в случае выхода на поверхность однородного по составу и свойствам массива грунтов достаточно большой мощности. Источником выделения радона при этом выступает эманирование грунтов данного слоя. Граничные условия в данном случае будут выглядеть следующим образом:

$$z=0, A(0)=0 \quad (14);$$

$$z \rightarrow \infty, A(z)=A_{\infty} \quad (14a),$$

Выражение (14) свидетельствует о свободном выходе радона в атмосферу, где концентрация радона ниже, чем в грунтовом воздухе более чем в 1000 раз (условно принимается равной нулю). Выражение (14a) означает, что на некоторой, достаточно большой глубине концентрация радона принимает постоянное значение, равное величине A_{∞} (см. формулу 13), которое далее с глубиной не изменяется.

Решение уравнения (13) с учетом граничных условий (14) и (14a), позволяет получить рабочие формулы для расчета параметров радонового поля. Формула для расчета распределения поровой активности по глубине выглядит следующим образом [Новиков 1989; Яковлева 2002]:

$$A(z) = A_{\infty} \left[1 - e^{-\left(\sqrt{\left(\frac{v}{2D}\right)^2 + \frac{\lambda}{D} + \frac{v}{2D}} \right) z} \right] \quad (15),$$

Плотность потока радона (q) с поверхности земли (слоя бесконечной мощности и простирающийся) в этом случае определяется выражением:

$$q = A_{\infty} \eta D \left[\sqrt{\left(\frac{v}{2D}\right)^2 + \frac{\lambda}{D} + \frac{v}{2D}} \right], \quad (16)$$

Обозначения в формулах (15) и (16) те же, что в уравнении (13).

Приведенные уравнения описывают т.н. «однослойную» модель, которая может применяться, строго говоря, только для однородного по составу и свойствам необходимого массива грунтов, мощностью не менее 5-10 м в зависимости от параметров переноса радона (проницаемости грунтов). В случае неоднородной зоны аэрации, и соответственно, неоднородной расчетной области, необходимо решение уравнения диффузионно-конвективного

переноса радона для случая двух и более эманерирующих слоев («многослойная» модель). Решение задачи диффузионно-конвективного переноса радона в многослойной среде сопряжено с рядом объективных трудностей, связанных, главным образом, со сложностью этого решения даже для стационарного случая [Яковлева 2002]. К настоящему времени задача для многослойной модели с произвольным количеством слоев решена для диффузионного переноса радона, без учета конвекции [Гулабянц, Лившиц 2014]. Задача диффузионно-конвективного переноса аналитическими методами решена только для двухслойной модели (случай двух эманерирующих слоев) [Булашевич, Хайритдинов 1959; Яковлева 2002; Климшин 2012]. Решение уравнения конвективно-диффузионного переноса радона в среде с количеством слоев более двух возможно только на основе численных методов. Такое решение для многослойной среды с количеством слоев до 20-ти было получено В.С. Яковлевой [Яковлева 2009; Яковлева, Паровик 2011].

Несомненно, разработка и применение таких моделей, например, для целей интерпретации результатов геодинамического мониторинга, весьма актуальны. Однако для целей нашей работы, когда речь не идет о прогнозе радонового поля, а лишь об оценке вклада тех или иных процессов в его формирование, применение столь сложного математического аппарата нецелесообразно. Как показывает опыт, усложнение расчетных схем и математического аппарата часто или не ведет к существенному снижению неопределенности результата, или даже, наоборот, увеличивает эту неопределенность, и усложняет интерпретацию полученных данных. Очевидно, что при применении любой математической модели, варьируя теми или иными входными параметрами модели, всегда можно получить результат, более или менее удовлетворяющий целям исследования, при этом применение более сложного математического аппарата вовсе не гарантирует более точный результат. Исходя из этих соображений, для целей данного исследования применялись простые классические решения уравнения переноса радона в стационарных условиях [Новиков 1989].

Для оценки вклада различных механизмов переноса в общий баланс радона в многослойном массиве, нами применен упрощенный метод расчета. Метод основан на предположении, что в неоднородном массиве стационарное распределение объемной активности радона в каждом слое определяется уравнением (15), функцией $A(z)$, характерной именно для этого слоя, т.е. для его глубины залегания, присущих ему параметров D , ν и A_∞ , плотности и пористости. При этом на границах слоев наблюдаются скачки ОА радона, как показано на рисунке 41. В данной модели предполагается, что определяющим фактором в формировании радонового поля многослойного массива является эманерование каждого слоя грунта, определяющееся его свойствами. Особенности переноса радона между слоями не

учитываются. Подобная схема расчетов достаточно распространена в практике оценки стационарных распределений различных параметров в зоне аэрации. Например, она используется при расчетах распределения влажности в неоднородной многослойной зоне аэрации в работе [Шестаков и др., 1982].

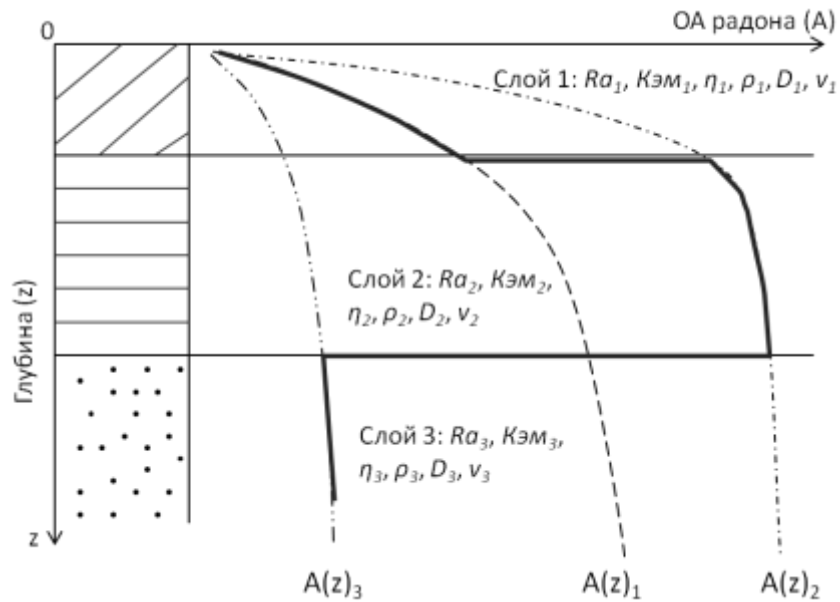


Рисунок 41. Стационарное распределение ОА радона в слоистой среде (жирная линия). $A(z)_1$, $A(z)_2$, $A(z)_3$ – распределения ОА радона по глубине в предположении, что разрез нацело сложен грунтами, обладающими свойствами Слоя 1, Слоя 2 и Слоя 3 соответственно.

Плотность потока радона с поверхности грунта при этом рассчитывается на основе модели полубесконечного пространства со свойствами, характерными для верхнего слоя (Слоя 1) в соответствии с уравнением (16). То есть предполагается, что поток радона в атмосферу практически полностью формируется в первом от поверхности слое грунта.

Несмотря на большую долю условности, заложенную в данную схему расчета, сравнение расчетных распределений ОА радона и ППР с поверхности грунта, полученных по предложенной выше схеме и по двухслойной модели (учитывающей перенос радона между слоями) [Яковлева 2002], показывают весьма хорошую сходимость результатов. То есть, предложенный подход удовлетворительно описывает распределение радонового поля в массиве, и позволяет подобрать параметры переноса радона для неоднородных многослойных грунтовых массивов.

Схемы расчетных областей, параметры, входящие в модель, и результаты расчета по приведенным выше уравнениям приведены в таблице 17 и на рисунках 42-45. Для составления

расчетных схем были использованы данные сводных геолого-литологических колонок на экспериментальных площадках (см. гл. 3) с некоторыми упрощениями или дополнениями. Так на площадках, характеризующихся весьма неоднородным строением приповерхностной зоны («Московская» и «Рязанская» ЭП), была проведена генерализация разреза, что позволило избежать излишней детальности. На «Екатеринбургской-1» и «Пятигорской» ЭП, вещественный состав и радиационно-физические свойства грунтов приповерхностной зоны однородны, однако, с глубиной изменяется плотность и степень заполнения пор грунта водой, влияющие на воздушную пористость среды (параметр η), в связи с чем в разрезе этих площадок были выделены дополнительные слои, отличающиеся воздушной пористостью.

Радиационно-физические и физические свойства грунтов – параметры A_{Ra} , $K'_{эм}$, и ρ использованные в расчетах, были определены непосредственно в ходе исследований на площадках (таблицы 8-12). Значения воздушной пористости η рассчитывалось исходя из непосредственно определенных значений плотности грунта, плотности твердой фазы и влажности грунта. Следует отметить, что этот параметр, вообще говоря, не является стабильным, и может существенно колебаться во времени и пространстве. Очевидно, что для моделирования стационарного профиля радонового поля, необходимо иметь стационарный профиль распределения воздушной пористости по разрезу. Однако таких данных в ходе исследований получить не удалось.

Значения воздушной пористости, полученные в ходе непосредственных измерений, использовались как ориентировочные, и уточнялись в ходе моделирования. Значения параметров переноса радона D и ν подбирались на основе сравнения экспериментальных значений параметров радонового поля (ОА радона и ППР) с теоретическими, полученными расчетным путем. Процедура подбора основана на минимизации функционала, являющегося суммой квадратов невязок между экспериментальными и теоретическими значениями.

Результаты свидетельствуют, что на всех исследуемых площадках формирование стационарного профиля радонового поля осуществляется, главным образом, за счет эманирования грунтов, слагающих разрез исследуемых площадок.

Наблюдаемые стационарные распределения ОА радона по профилю и усредненные значения ППР на всех площадках хорошо описываются диффузионной моделью, без учета переноса радона между слоями. Объемные коэффициенты диффузии радона при этом составляют $(1,0-1,5) \cdot 10^{-6}$ м²/с в слабопроницаемых отложениях, и $(2,5-4,5) \cdot 10^{-6}$ м²/с в хорошо проницаемых песках и элювиально-делювиальных отложениях, что в целом согласуется с известными в литературе значениями [Новиков, 1989; Заболоцкий 2005; Яковлева 2002].

Таблица 17. Параметры модели и результаты моделирования радонового поля на экспериментальных площадках.

№ слоя	глубина подошвы слоя, м	состав грунта	A _{Ра} , Бк/кг	K _{эм} , отн. ед.	ρ, кг/м ³	η, отн. ед.	D·10 ⁻⁶ , см ² /с	v·10 ⁻⁶ , м/с	z, м	A(z), кБк/м ³		q, мБк/м ² с	
										расч.	факт.±CO	расч.	факт. ±CO
Московская ЭП													
1	1,0	суглинок покровный	40	0,40	1350	0,25	1,5	<0,1	0,2	16,9	18,0±13	40	39±21
									0,5	35,9	34,6±20		
									1	16,6	22,3±15		
2	3,5	суглинок	21	0,28	1480	0,25	4,0	<0,1	2	25,3	20,2±15	40	39±21
									3	29,8	30,1±12		
3	-	песок	8	0,18	1520	0,20	3,0	<0,1	5	8,6	8,4±2,8	40	39±21
Рязанская ЭП													
1	1,0	почва	19	0,40	1200	0,30	4,5	4,5* <0,1	0,2	4,5	7,1±5,1	30	28±17
									0,5	10,2	9,5±4,6		
									1	13,7	13,5±3,7		
2	3,2	песок	11	0,30	1625	0,25	2,5	4,5* <0,1	1,8	18,0	17,9±2,7	30	28±17
									3	20,4	18,3±11,3		
3	-	суглинок	21	0,35	1600	0,25	1,0	<0,1	4,8	33,5	33,0±12,0	30	28±17
Екатеринбургская-1 ЭП													
1	2,5	кора выветр. гранита: супесь, дресва	42	0,34	1850	0,16	4,0	<1,0	0,2	20,2	12±9,7	77	78±38
									0,5	50,1	53,9±18		
									1	85,1	81,8±28		
									2	126,4	123,0±30		
2	-	дресва	42	0,34	1890	0,14	2,5	<1,0	3	176,6	176,0±43	77	78±38
Пятигорская ЭП													
1	1,5	делювий: дресва, обломки	157	0,27	1890	0,14	3,0	<1,0	0,2	82	72±38	186	181±118
									0,5	181	207±63		
									1,3	351	314±47		
2	3,0	дресва, супесь	157	0,27	1990	0,14	2,5	<0,5	1,9	497	493±66	186	181±118
									2,3	529	532±74		
	-	дресва	157	0,27	1890	0,20	4,5	<0,5	4,7	384	376±86	186	181±118

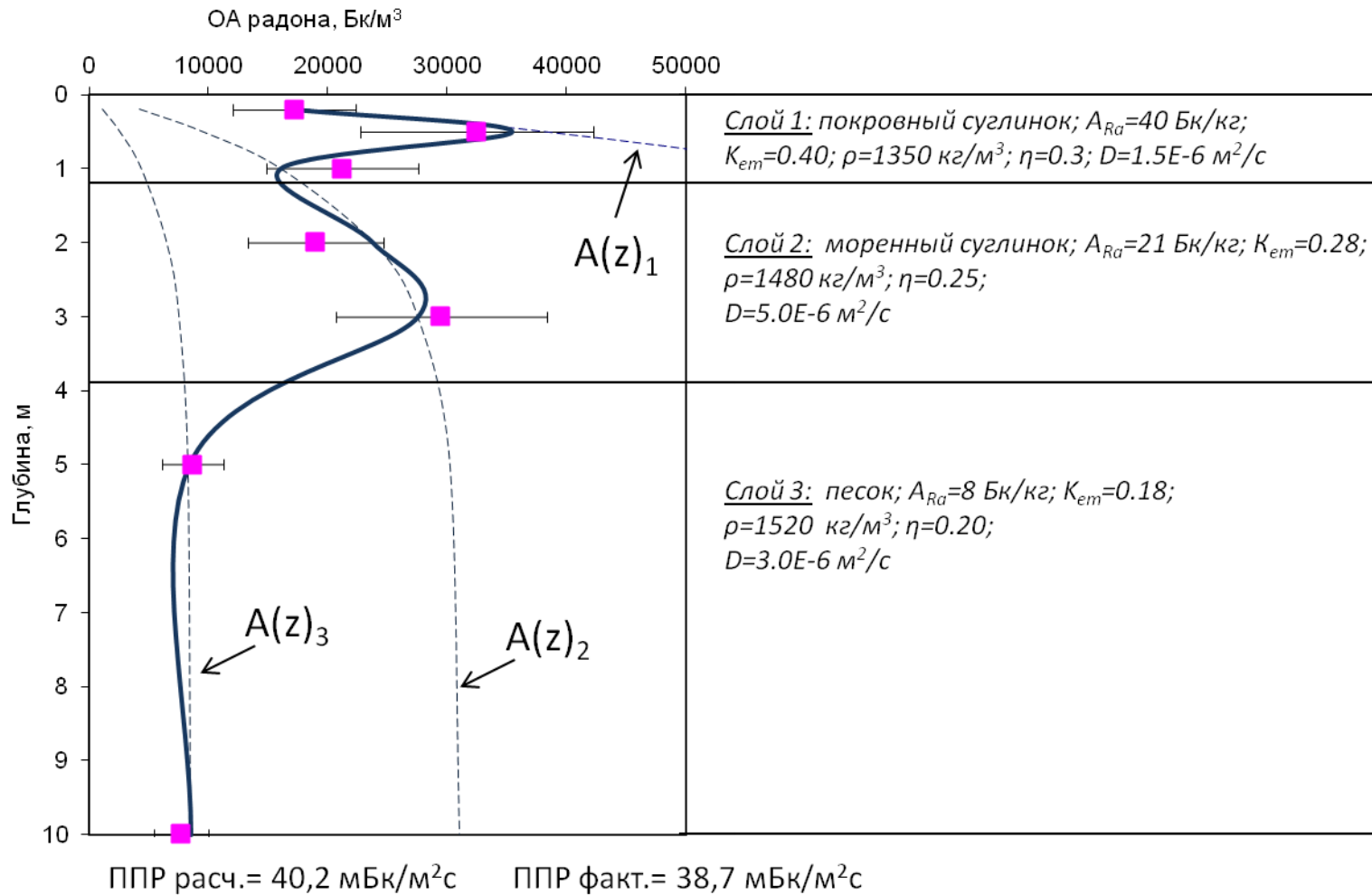


Рисунок 42. Результаты моделирования радонового поля на «Московской» ЭП: сплошная линия – суммарное расчетное распределение ОА радона в массиве; точки – фактические средние значения ОА радона по результатам мониторинга (горизонтальные планки погрешностей указывают диапазон относительной погрешности 30%).

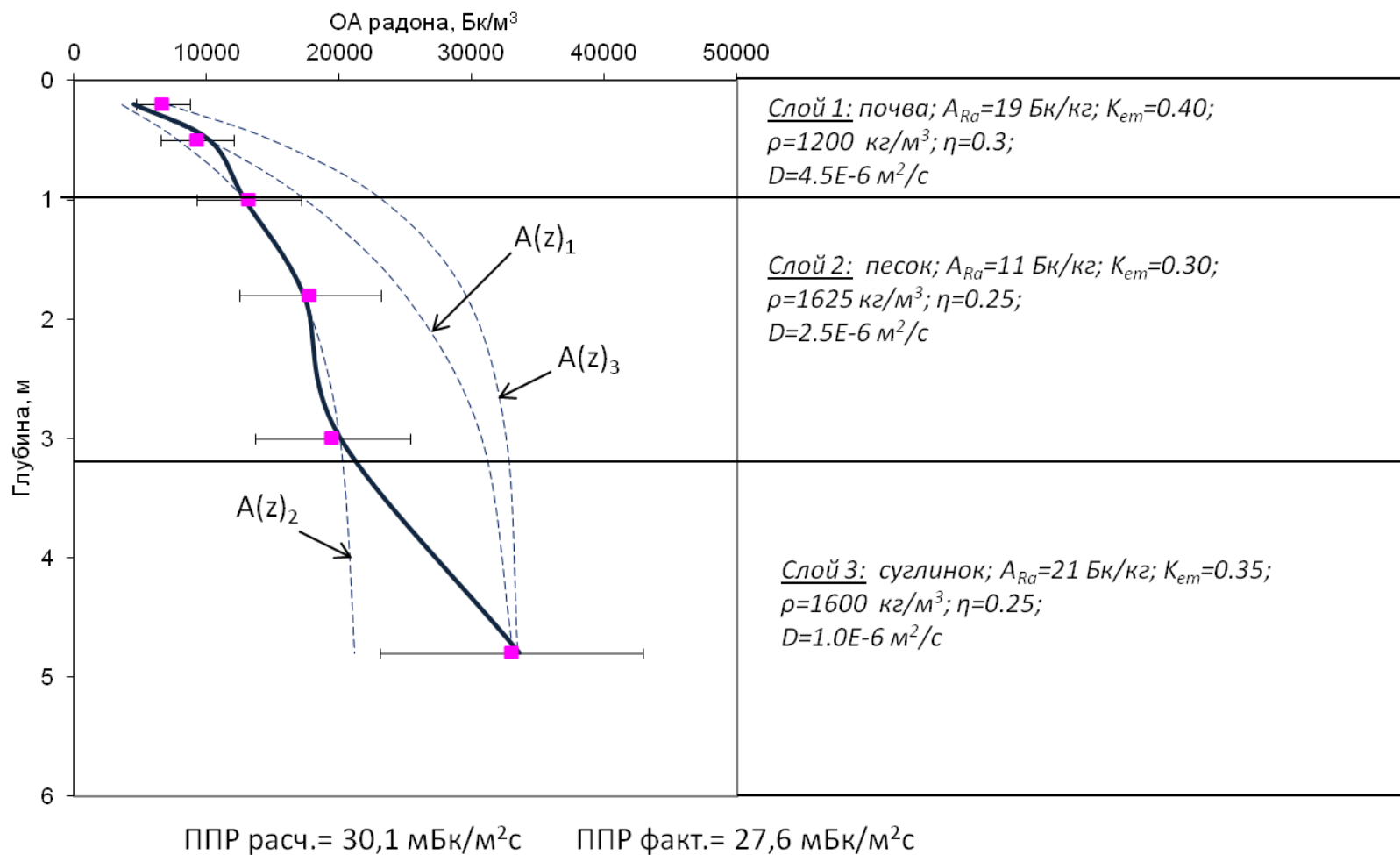


Рисунок 43. Результаты моделирования радонового поля на «Рязанской» ЭП: сплошная линия – суммарное расчетное распределение ОА радона в массиве; точки – фактические средние значения ОА радона по результатам мониторинга (горизонтальные планки погрешностей указывают диапазон относительной погрешности 30%).

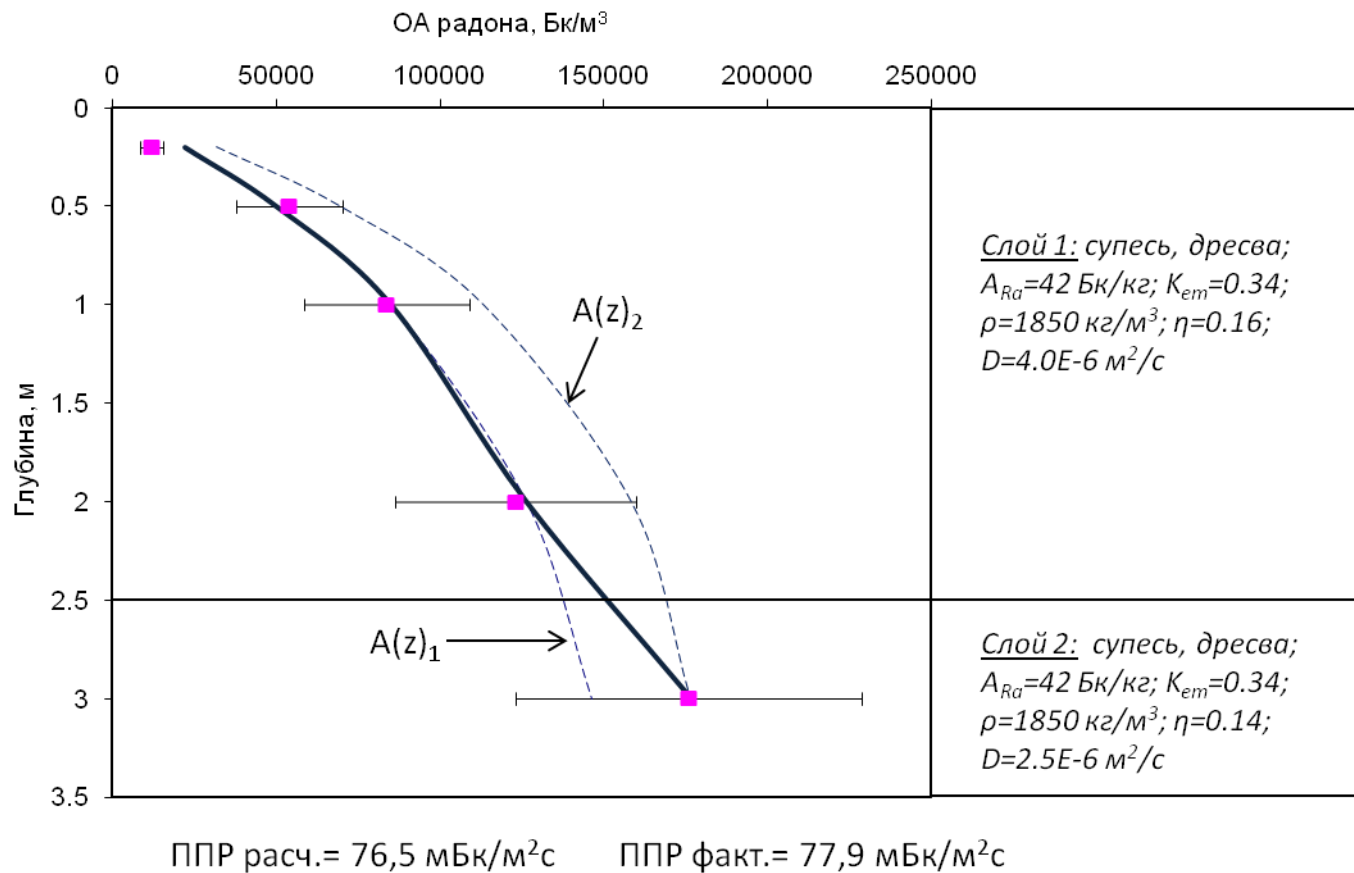


Рисунок 44. Результаты моделирования радонового поля на «Екатеринбургской-1» ЭП: сплошная линия – суммарное расчетное распределение ОА радона в массиве; точки – фактические средние значения ОА радона по результатам мониторинга (горизонтальные планки погрешностей указывают диапазон относительной погрешности 30%).

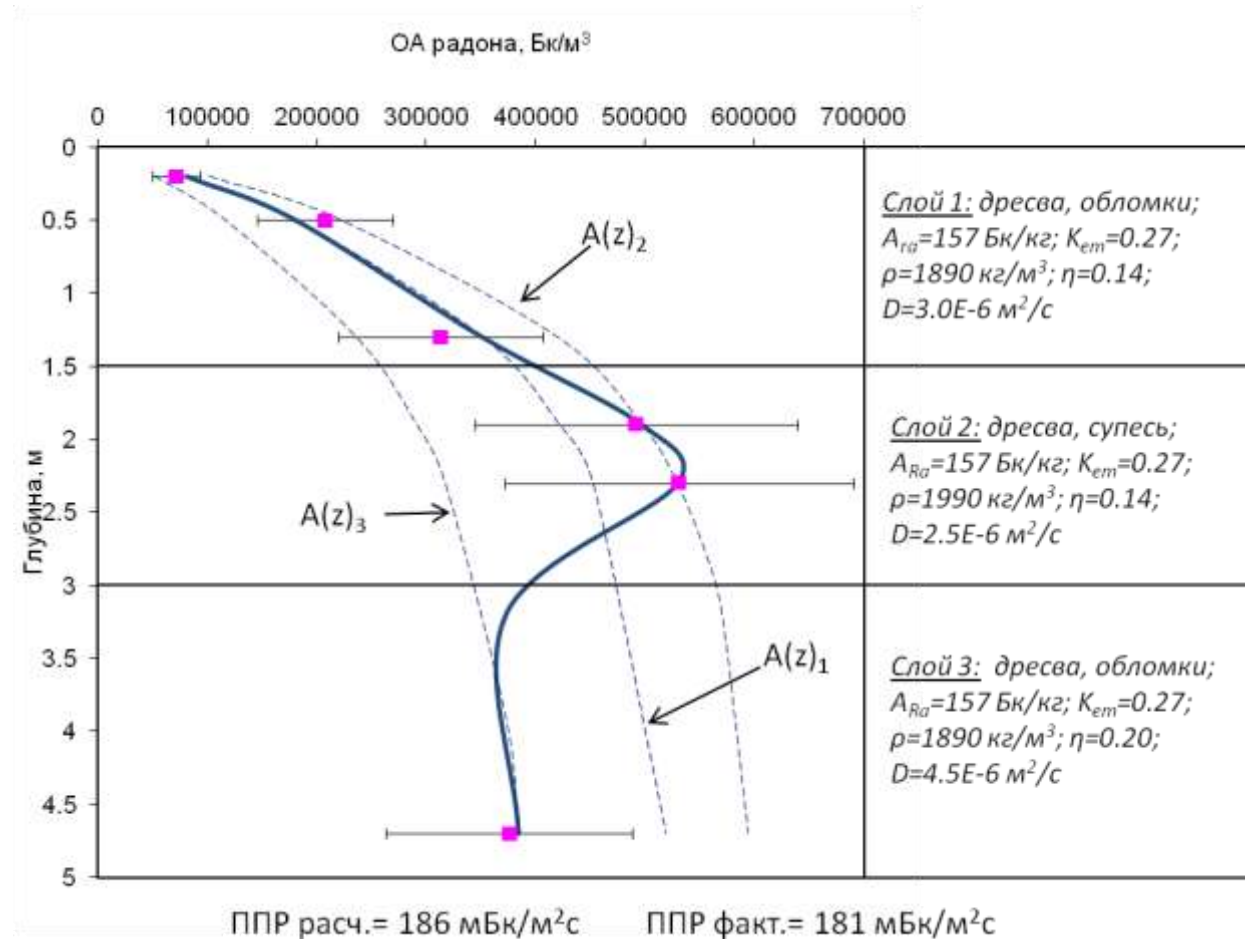


Рисунок 45. Результаты моделирования радонового поля на «Пятигорской» ЭП: сплошная линия – суммарное расчетное распределение ОА радона в массиве; точки – фактические средние значения ОА радона по результатам мониторинга (горизонтальные планки погрешностей указывают диапазон относительной погрешности 30%).

Исключение составляет слой моренных суглинков (Слой 2) на «Московской» ЭП (см. Таблицу 17 и рис. 42). В этом слое объемный коэффициент диффузии радона составляет $5,0 \cdot 10^{-6}$ м²/с, что необычно высоко для данного типа отложений. Анализ изменчивости ОА радона в разрезе «Московской» ЭП показывает, что в этом слое наблюдаются аномальные колебания ОА радона, причем установлено наличие корреляции между ОА радона на глубине 2 м и атмосферным давлением. В ходе специальных исследований газового состава грунтового воздуха, проведенных на «Московской» ЭП на глубине 2 м были зафиксированы необычно высокие для данной глубины концентрации кислорода (О₂) и необычно низкие содержания углекислого газа (СО₂), что свидетельствует о поступлении в слой атмосферного воздуха. Эти факты свидетельствуют о возможном латеральном переносе почвенного воздуха в данном слое, что, вероятно, является причиной пониженных концентраций в нем радона. В результате, при расчетах по одномерной модели, коэффициент диффузии радона в данном слое получился завышенным.

Роль конвективного переноса радона в формировании стационарного профиля радонового поля невелика или отсутствует вовсе. Так, на всех исследованных площадках параметр ν составляет менее 10^{-7} м/с (менее 1 см/сут) в песчано-глинистых отложениях, и 10^{-6} м/с (менее 10 см/сут) в элювиальных и делювиальных дресвяных отложениях с супесчано-суглинистым заполнителем. При таких значениях этот параметр практически не сказывается на распределении радона и плотности потока радона с поверхности грунта, т.е. конвективным переносом радона при расчетах стационарных параметров радонового поля, можно пренебречь.

Однако не исключено, что в отдельные периоды или даже моменты времени в исследованных грунтовых массивах могут формироваться временные конвективные потоки. Наиболее ярко это проявилось на Рязанской площадке, где в осенне-зимний период, в верхнем песчаном и почвенном слое, мощностью около 4 м, судя по специфическому распределению ОА радона и повышенным значениям плотности потока радона, радоновое поле было обусловлено конвективным переносом радона, скорость которого составляла $4,5 \cdot 10^{-6}$ м/с (около 40 см/сут). Скорее всего, имела место естественная конвекция за счет перепада температур между атмосферным и почвенным воздухом в холодный период. В марте 2012 года, в результате интенсивного снеготаяния территория была подтоплена, причем верхний слой почвы, имеющий мощность 1 м, оставался в переувлажненном состоянии до осени, в результате чего перенос радона на участке определялся уже только диффузионным процессом.

Кроме того, моделирование показывает, что на площадках, сложенных однородными хорошо проницаемыми отложениями («Екатеринбургской-1» и «Пятигорской») максимальные значения плотности потока радона, регистрируемые в отдельные дни, как правило, в летнее

время, также могут быть обусловлены формированием конвективных потоков в верхней части разреза. Причем удовлетворительное совпадение расчетных и измеренных распределений параметров радонового поля на площадках получаются при допущении, что в моменты формирования максимумов ППР резко увеличиваются как скорость конвективного переноса радона, так и коэффициент диффузии радона в грунтах. Полученные значения скорости конвективного переноса радона v при этом составляют $(3,5-5,0) \cdot 10^{-6}$ м/с (30-45 см/сут), при коэффициентах диффузии радона D в грунтах $(4-8) \cdot 10^{-6}$ м²/с.

На «Московской» ЭП, сложенной с поверхности слабопроницаемыми глинистыми отложениями, наблюдаемые временные колебания объемной активности радона по разрезу (за исключением Слая 2) и плотности потока радона с поверхности грунта могут быть объяснены только исключительно колебаниями объемного коэффициента диффузии радона в грунтах в диапазоне от 10^{-7} (полностью обводненные грунты) до 10^{-5} м²/с (поры грунта полностью обезвожены).

Знание механизма и параметров переноса радона в массиве грунтов, позволяет оценить глубину, с которой радон выносится к поверхности земли на исследуемых площадках, т.е. мощность т.н. «активного» слоя. Под «активным» слоем в данной работе, вслед за Л.А. Гулабянцем [2004, 2013], понимается слой грунта, в котором формируется подавляющая часть потока радона в атмосферу. Свойства этого слоя определяют величину плотности потока радона в атмосферу. В данной работе под «подавляющим большинством» понимается не менее 85 % радона, поступающего в атмосферу. Расчет производился для диффузионной модели ($v = 0$). Экспонента в уравнении (15) отражает долю радона, покидающего каждый элементарный слой, за счет диффузии в атмосферу. То есть, можно оценить вклад каждого элементарного слоя в общее количество радона, выносимого из грунтов, а затем, суммируя эти значения, получить общую мощность (толщину) слоя в котором образуется не менее 85 % радона, выходящего в атмосферу, т.е. формирующего поток радона с поверхности грунта. Результаты такой оценки приведены на рисунке 46. Как видно, мощность «активного» слоя, в котором формируется поток радона в атмосферу, составляет от 1,6 м в слабопроницаемых глинах, характеризующихся длиной диффузии радона $l = 0,85$ («Московская» ЭП), до 2,9 м в хорошо проницаемых песчаных и дресвяных отложениях с $l = 1,54$ («Екатеринбургская» ЭП). Эти значения в целом согласуются с мощностью зоны активного газообмена с атмосферой (1,5-3,0 м), полученного в предыдущей главе на основе экспериментальных данных мониторинга радонового поля.

Анализ полученных данных позволяет предложить уравнение для расчета мощности активного слоя (h_{act}) в зависимости параметров переноса радона (D и l) в грунтах:

$$h_{act} = 2\sqrt{\frac{D}{\lambda}} = 2l, \quad (17)$$

где D - объемный коэффициент диффузии радона в грунтах; λ – постоянная распада радона; l – длина диффузии радона в грунтах.

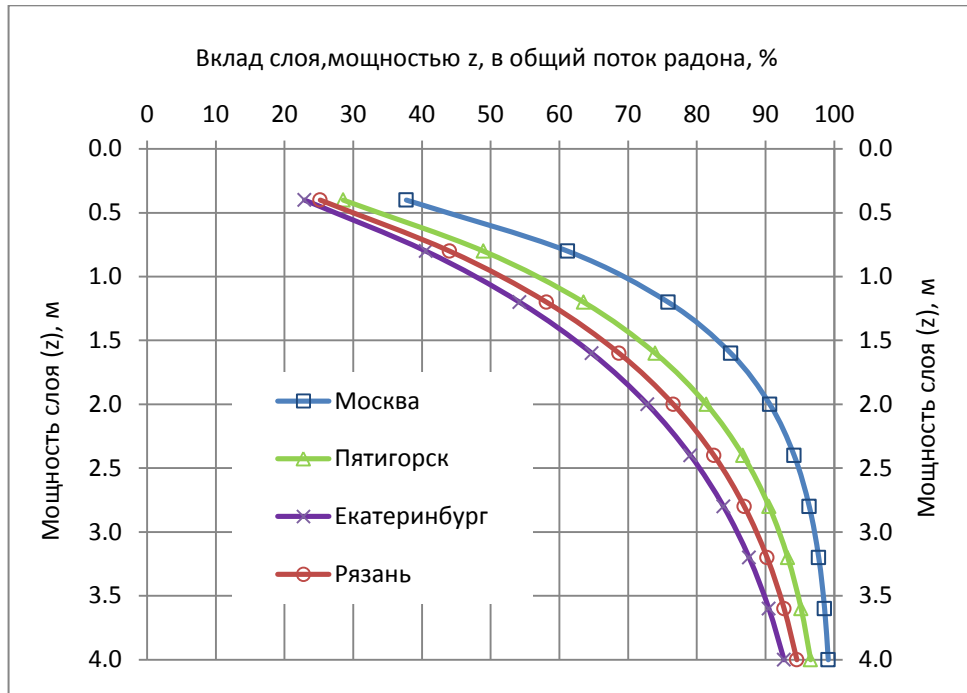


Рисунок 46. Оценка мощности активного слоя на экспериментальных площадках: 1- Московской, 2- Пятигорской, 3- Екатеринбургской, 4 - Рязанской.

Таким образом, результаты исследований показывают, что стационарное распределение ОА радона в грунтовом воздухе и плотность потока радона с поверхности грунтов на исследуемых площадках могут быть вполне удовлетворительно описаны классической диффузионной моделью, конвективными механизмами переноса радона при этом можно пренебречь. Это позволяет предполагать, что радоновое поле приповерхностного массива грунтов формируется за счет процессов эманирования приповерхностных грунтов и диффузии радона в атмосферу из верхнего «активного» слоя, мощностью 1,5-3,0 метра. Как показывают результаты моделирования, плотность потока радона из грунтов в стационарных условиях может превышать установленный санитарными правилами уровень для участков строительства (80 мБк/м²с), при удельной активности радия (определенной по дочерним продуктам распада в деэманированном состоянии) в грунтах активного слоя около 40 Бк/кг. Конвективный перенос играет, судя по всему, подчиненную роль, определяя лишь временные колебания параметров радонового поля. Поступление радона в «активный» слой из более глубоких горизонтов

геологического разреза, судя по результатам моделирования, отсутствует или пренебрежимо мало. Вместе с тем, следует признать, что результаты моделирования сильно зависят от выбранной модели, принятых параметров расчетной области, варьирования входных данных и т.п. Кроме того, в расчетных моделях невозможно учесть все механизмы и процессы, влияющие на формирование радонового поля. Так, например, теоретически возможно формирование непостоянных во времени, но мощных импульсных конвективных потоков радона, которые невозможно зафиксировать на основании еженедельных наблюдений, и соответственно, нельзя учесть в описанных выше математических построениях. То есть, несмотря на результаты моделирования, некоторая неопределенность в оценках глубинности поступления радона к поверхности земли сохраняется. В этой связи для подтверждения полученных результатов, и выявления наличия возможных конвективных потоков в геологической среде, был применен, усовершенствованный неравновесный изотопный радий-свинцовый геохимический метод.

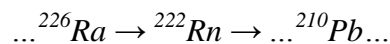
4.2 Определение глубины поступления радона с помощью Ra-Pb метода

Неопределенность в оценках глубинности источников радона связана, прежде всего, с тем, что эманационные методы, применяющиеся при исследованиях радоновых полей (измерения ОА радона в почвенном воздухе и ППР), не дают возможности отличать (дифференцировать) радон, образующийся непосредственно на месте залегания пород, от радона, поступающего из более глубоких горизонтов. В результате судить о вкладе «глубинной» составляющей в общий поток радона, и о том, какие отложения в каждом конкретном случае являются источником радона, приходится по косвенным данным на основе расчетных моделей. Высокая степень неопределенности, заложенная в моделях, не позволяет делать строгих выводов о глубинности источников радона. В результате этот вопрос остается до сих пор не решенным и вызывает острые дискуссии.

Решение проблемы, на наш взгляд, возможно с использованием неравновесных изотопных геохимических методов, основанных на анализе содержания в грунтах ^{226}Ra и его долгоживущих продуктов распада – ^{210}Po , ^{210}Pb . Для оценки миграции радона в толще грунтов нами был усовершенствован неравновесный изотопный геохимический метод, основанный на анализе содержания в грунтах ^{226}Ra и его долгоживущего продукта распада – ^{210}Pb . Ранее возможность применения изотопного метода, основанного на изучении изотопной пары $^{210}\text{Pb}/^{210}\text{Po}$, для выявления эманационных аномалий в ходе оценки потенциальной радоноопасности была показана А.Е. Бахуром с сотрудниками [2009]. Однако на наш взгляд, более информативным и привлекательным для наших целей является усовершенствованный вариант изотопного метода, применяющегося для датирования донных отложений [Титаева

2000, 2005; Сапожников и др. 2006; Кузнецов 2008], основанный на изучении отношения активностей $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ (Ra-Pb метод). Основное преимущество метода – возможность применения неразрушающих гамма-спектрометрических методов измерений, не требующих сложной пробоподготовки и дорогих реактивов. Применение высокоточных современных планарных германиевых детекторов, имеющих высокое энергетическое разрешение в низкоэнергетической части спектра, позволяет определять удельную активность ^{226}Ra и ^{210}Pb с приемлемой погрешностью в ходе одного сеанса измерений, в одной и той же пробе, что также является несомненным достоинством метода.

Период полураспада ^{210}Pb , составляет 22,3 года, он является малоподвижным тяжелым металлом, дочерним продуктом распада радона. Благодаря этим свойствам, ^{210}Pb способен накапливаться на стенках пор и трещин при прохождении через грунты потока радона, что и лежит в основе предлагаемого метода. Основные положения $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ – метода следующие. При отсутствии подтока радона в слой из нижележащих горизонтов (условия закрытой системы), в грунтах присутствует только радон, образовавшийся непосредственно на месте. С течением времени в системе устанавливается вековое радиоактивное равновесие в ряду распада:



В условиях радиоактивного равновесия соотношение активностей $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}=1$. То есть соотношение активностей изотопов свинца и радия в грунтах $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}=1$ является признаком отсутствия поступления радона в слой из нижележащих горизонтов. При прохождении через слой радона из нижележащих горизонтов в слое происходит накопление избыточного, не подкрепленного радием, ^{210}Pb образующегося за счет распада радона, поступающего снизу. Радиоактивное равновесие в грунтах при этом нарушается в сторону увеличения активности ^{210}Pb , т.е. реализуется соотношение $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}>1$. При этом удельная активность избыточного свинца-210 $A(\text{Pb}_{\text{изб}})$ в грунте будет равна [Титаева 2000]:

$$A(\text{Pb}_{\text{изб}}) = \frac{q_{\text{Rn}}}{v_{\text{Rn}}\rho} (1 - e^{-\lambda_{\text{Pb}}t}), \quad (18)$$

где q_{Rn} – средняя плотность потока радона из нижележащих горизонтов; v_{Rn} – средняя скорость конвективного переноса радона в грунтах; ρ – плотность грунта; λ_{Pb} – постоянная распада ^{210}Pb ; t - время.

Из приведенной формулы следует, что ощутимое количество $\text{Pb}_{\text{изб}}$ может накопиться в грунтах только в случае, если подток радона из нижележащих горизонтов (импульсный или

постоянный) существует в течение длительного времени, по крайней мере в 5 раз превышающее период полураспада ^{210}Pb (в общей сложности не менее 100 лет). При этом, флуктуации радонового поля с периодом, меньшим, чем период полураспада ^{210}Pb (суточные, сезонные, многолетние), не влияют на величину $A(\text{Pb}_{\text{изб}})$. Таким образом, отношение активностей $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ в грунтах является интегральной характеристикой существования в системе постоянного или импульсного восходящего потока радона в течение длительного времени.

Расчет по формуле (18) показывает, что даже при относительно низких значениях плотности потока радона из нижележащих отложений, например, 20 мБк/м²с, и скорости переноса радона $v_{Rn} = 0,1-0,2$ м/сут (наиболее вероятное значение), удельная активность избыточного $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ будет составлять (при $t \rightarrow \infty$) около 10-15 Бк/кг. Такую активность можно измерить с удовлетворительной погрешностью гамма-спектрометрическим методом с помощью планарного полупроводникового детектора.

Таким образом, отобрав пробы грунта из скважин с разных глубин, и измерив в них удельную активность ^{210}Pb и ^{226}Ra , по соотношению этих радионуклидов можно судить о том, существует ли на той или иной глубине поступление радона в систему извне, например, из нижележащих горизонтов или нет.

Радий-свинцовый неравновесный изотопный геохимический метод был применен для оценки наличия конвективных потоков радона из ниже лежащих горизонтов грунтов на исследуемых экспериментальных площадках. Для этого была проведена серия измерений удельной активности ^{210}Pb и ^{226}Ra в пробах, отобранных из скважин до глубины 5-10 м. Всего исследовано 44 пробы. Измерения удельной активности ^{226}Ra выполнены А.А. Цапаловым в НИИ Строительной Физики РААСН. Измерения радия проводились методом накопления ДПР радона в герметичной пробе. Измерения удельной активности ^{210}Pb выполнены А.П. Борисовым в ГЕОХИ им. В.И. Вернадского РАН. Измерения проводились на гамма-спектрометрическом комплексе, оснащенный полупроводниковым планарным детектором, по линии гамма-излучения 47 кэВ. Результаты измерений приведены на рисунках 47 и 48.

В табличной форме обобщенные значения удельной активности ^{226}Ra и ^{210}Pb в грунтах на исследованных площадках приведены в таблицах 8-12 (см. гл. 3).

Когда отношение активностей $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ в пробе близко к 1, абсолютная погрешность определения этого отношения составляет около 0,2. Таким образом, значения $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ в диапазоне от 0,8 до 1,2 следует считать приблизительно равными единице (этот диапазон обозначен на рисунках 47 и 48 знаком $\pm\Delta$).

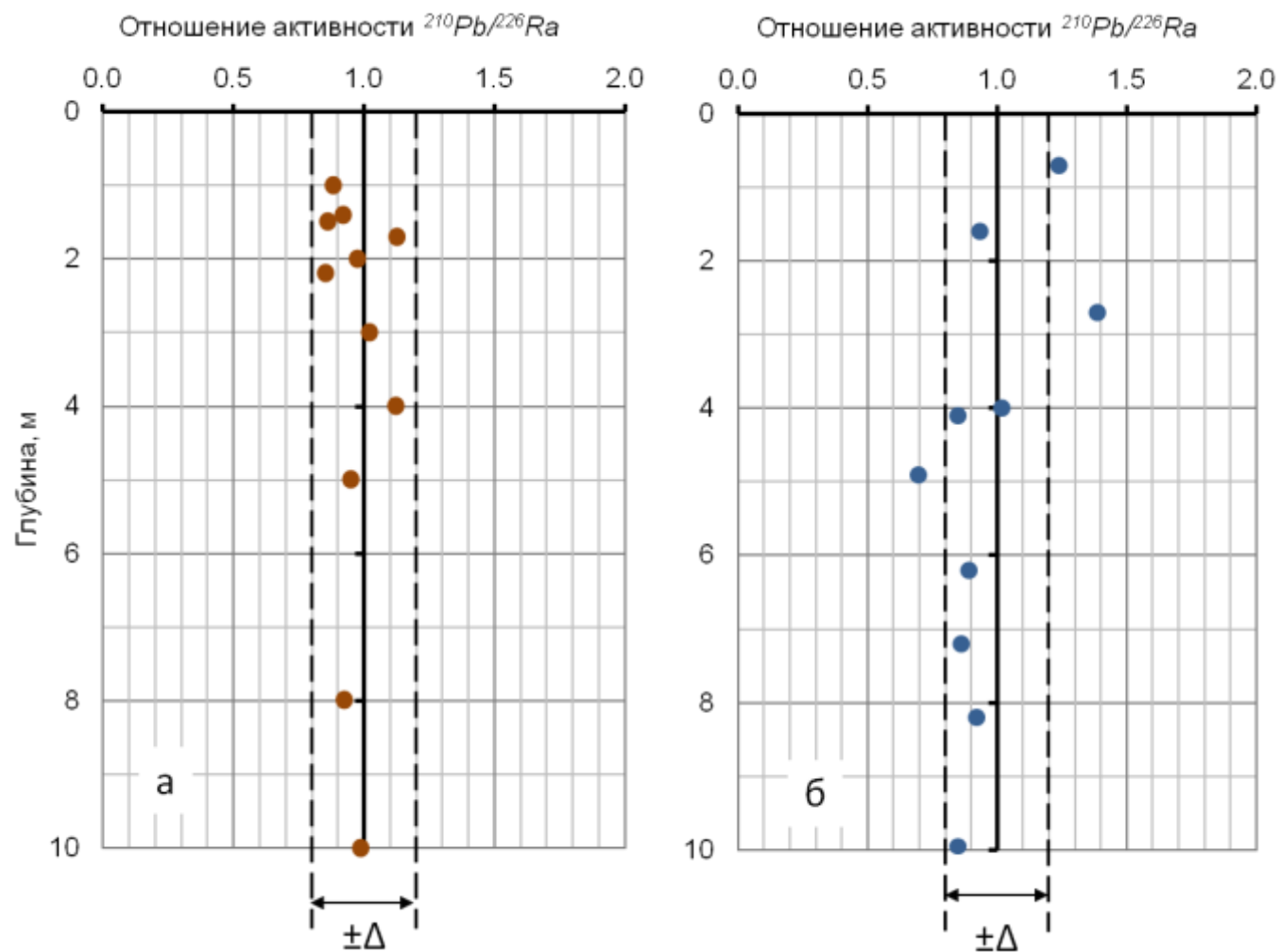


Рисунок 47. Соотношение удельной активности $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ в грунтах на «Московской» (а) и «Рязанской» (б) экспериментальных площадках ($\pm\Delta$ - погрешность определения отношения $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$).

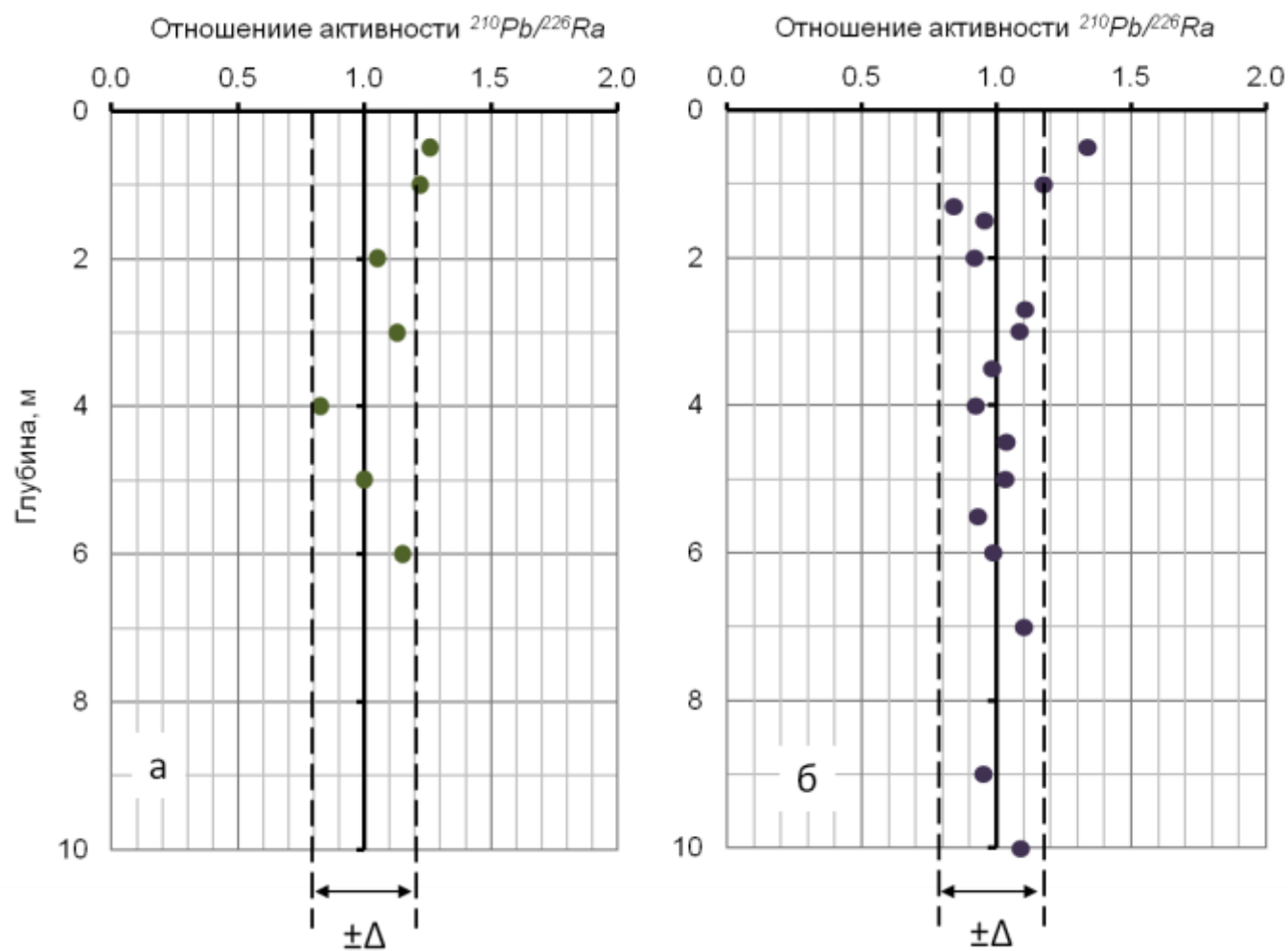


Рисунок 48. Соотношение удельной активности $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ в грунтах на «Екатеринбургской» (а) и «Пятигорской» (б) экспериментальных площадках ($\pm\Delta$ - погрешность определения отношения $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$).

Значения $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ выходящие за пределы этого диапазона, можно уверенно считать признаками избытка (недостатка) ^{210}Pb в грунтах. Как видно из приведенных рисунков, в большинстве проб на всех экспериментальных площадках отношение удельных активностей $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ близко к 1 в пределах погрешности определения величины, т.е. величина $A(\text{Pb}_{\text{изб}})$ в грунтах близка к нулю. Избыточный свинец-210 присутствует в небольших количествах только в самой верхней части разреза на глубине 0,5 м, что, очевидно, связано с интенсивным выносом радона через этот слой в атмосферу. В этой области можно предполагать формирование в определенных условиях конвективных потоков радона.

Однако на глубине 1 м и глубже практически везде отношение $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ можно считать равным 1, т.е. конвективный перенос радона из нижележащих грунтов отсутствует. Исключение составляет «Рязанская площадка», как видно из рисунка 47 б, в интервале глубин 2,0-3,0 м присутствует избыточный $\text{Pb}_{\text{изб}}$, что свидетельствует о формировании в этом слое (представленном хорошо проницаемыми песками) локального конвективного переноса радона из глинистых грунтов, залегающих ниже (см. гл. 3). Величина $A(\text{Pb}_{\text{изб}})$ в данном слое составляет около 4 Бк/кг, расчет по формуле (18), показывает, что такая активность соответствует скорости конвективного переноса радона $4,5 \cdot 10^{-6}$ м/с (около 40 см/сут), что прекрасно согласуется с результатами, полученными нами в результате моделирования (см. раздел 4.1). При этом в глинах, подстилающих рассматриваемый слой, кровля которых залегает на глубине 3,2 м, избыточный свинец-210 не фиксируется, т.е. конвективный перенос радона отсутствует.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что в пределах экспериментальных площадок, на которых проводились работы, стационарное радоновое поле формируется за счет процессов эманирования приповерхностных грунтов и диффузии радона в атмосферу. На всех исследуемых площадках, включая аномальную «Пятигорскую» ЭП, стационарное распределение параметров радонового поля хорошо описывается диффузионной моделью, без привлечения конвективных механизмов, что следует использовать на практике, например, при расчете радонового баланса зданий. Конвективный перенос, может проявляться периодически и локально, будучи приуроченным к хорошо проницаемым слоям, и отвечает в основном за временные колебания радонового поля. Трансграничный дальний перенос радона из глубоких горизонтов геологического разреза отсутствует. Мощность слоя, из которого радон выносится на поверхность, составляет не более 1,5 м (область активного газообмена с атмосферой, или «активный слой»). Колебания радонового поля, регистрируемые на поверхности земли, обусловлены изменениями параметров «активного» слоя, главным образом, проницаемости грунтов, определяющей параметры переноса радона.

На глубине ниже 1,5 м расположена область слабого газообмена с атмосферой, где распределение радона в почвенном воздухе не связано с влиянием атмосферы. Из этой области радон практически не поступает к дневной поверхности, и его содержание в поровом воздухе определяется, прежде всего, удельной активностью радия во вмещающих породах, их коэффициентом эманирования и воздушной пористостью. Временная изменчивость концентраций радона в этой области связана, прежде всего, с колебаниями воздушной пористости грунта, например, при изменениях уровня грунтовых вод (положения капиллярной каймы).

Учитывая разнообразие геологических и грунтовых условий на выбранных площадках, а также их различное географическое положение, можно утверждать, что установленные закономерности имеют общий, глобальный характер.

В практическом плане из этого следует, что поступление радона из грунтов основания в подвальные помещения капитальных зданий и сооружений обусловлено радоновым полем области слабого газообмена с атмосферой, что делает необходимым учет удельной активности радия в грунтах основания сооружений при оценке потенциальной радоноопасности территорий.

ГЛАВА 5 ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТИ ПОТОКА РАДОНА (ППР)

Пространственное распределение плотности потока радона с поверхности грунтов на настоящий момент изучено недостаточно. Это связано, прежде всего, с отсутствием острой необходимости в измерениях ППР до начала развития геоэкологического направления исследований радона в геологической среде. Задачи, ставящиеся в рамках поискового и геодинамического направлений исследования радоновых полей, вполне удовлетворительно решались на основе данных об объемной активности радона в подпочвенном воздухе. Плотность потока радона с поверхности грунта, при этом, не вызывала интереса у исследователей, выполнялись лишь единичные измерения ППР, преследующие цель получить общие, приблизительные представления о возможных значениях потоков радона с поверхности почв, которые могут иметь место в природе [Сердюкова, Капитанов 1975; Крисюк 1989]. Однако с середины 1990-х годов в рамках развивающегося геоэкологического направления исследований радоновых полей, в нашей стране измерения плотности потока радона с поверхности грунта начали постепенно вытеснять традиционные эманационные измерения в подпочвенном воздухе. В это время среди специалистов, прежде всего, в области радиационной безопасности, установилось мнение, что плотность потока радона в большей степени характеризует радоновую нагрузку на подземные ограждающие конструкции здания, чем ОА радона в грунтовой среде [Крисюк и др., 1996/97; Гулабянц, Охрименко 2000; Павлов и др., 2003].

Была разработана и внесена в Государственный реестр средств измерений соответствующая аппаратура для измерения ППР – многофункциональный комплекс «Камера», основанный на методе сорбции радона на активированный уголь. Эта аппаратура позволяет проводить измерения активности радона, накопленного в угле в лабораторных условиях, что существенно увеличивает производительность работ по сравнению с традиционными методами измерения ППР, основанными на накоплении радона в накопительных камерах, устанавливаемых на грунт с измерением активности накопленного радона в воздухе камеры непосредственно в поле.

В 1997 году во Временных методических указаниях (ВМУ1 Р1-97) [Определение... 1996/97] и в Московских городских строительных нормах (МГСН 2.02-97) [Допустимые... 1997] впервые был введен критерий оценки радоноопасности участков застройки по плотности потока радона. Согласно этим документам, участок следовало относить к радоноопасным в том случае, если среднее значение ППР не менее чем в 20 точках измерения, установленных в пределах габаритов проектируемого здания, превышает $80 \text{ мБк/м}^2\text{с}$. Позже этот критерий был внесен в

ОСПОРБ-99, а затем и в следующую редакцию правил ОСПОРБ-99/2010 [Основные... 2010], что, по сути, сделало его обязательным для исполнения. К первой половине 2000-х годов оценка потенциальной радоноопасности участков строительства проводилась уже исключительно по результатам измерения плотности потока радона с поверхности грунтов, традиционные измерения ОА радона в почвенном воздухе были практически полностью вытеснены из практики из практики инженерно-экологических изысканий.

Таким образом, измерения ППР приобрели массовый характер только в первой половине 2000-х годов. С тех пор был накоплен значительный фактический материал, однако он до сих пор до конца не обработан и не осмыслен. Закономерности пространственно-временного распределения плотности потока радона с поверхности грунтов до конца так и не установлены, что вызывает острые дискуссии о целесообразности применения данного показателя для оценки потенциальной радоноопасности территорий. При этом высказывались самые разнообразные мнения, от признания величины ППР как компромиссного (несмотря на очевидные недостатки) с точки зрения информативности и возможности широкого использования в практике [Маренный и др., 2006], до полного отрицания возможности оценки радоноопасности по измеренным значениям ППР [Гулабянц, Заболоцкий 2004; Микляев 2005]. В этой связи исследования закономерностей пространственного распределения ППР являются весьма актуальными.

5.1 Пространственное распределение ППР в пределах однородных участков

Опыт измерения ППР показывает, что этот показатель характеризуется значительной локальной изменчивостью от точки к точке [Микляев 2002]. В этой связи, прежде чем говорить о закономерностях пространственного распределения ППР в региональном масштабе, рассмотрим более подробно локальное пространственное распределение ППР в пределах небольших участков, характеризующихся однородными ландшафтными условиями и геологическим строением.

Плотность потока радона с поверхности грунта чрезвычайно изменчивая величина, и может различаться в соседних точках измерения, отстоящих друг от друга на 5 – 10 м, в 10-20 раз без заметных «видимых» изменений свойств и состояния приповерхностных грунтов. Коэффициенты вариации частных значений ППР практически всегда превышают 50%, а часто 100% и более. В пределах однородных участков характер вариаций частных значений ППР не зависит от направления, шага, протяженности линии наблюдений, т.е. плотность потока радона в пределах однородных участков можно рассматривать как случайную независимую величину.

Распределения ППР в пределах однородных участков описываются, как правило, логнормальным законом, при этом максимум распределения (мода) смещен в левую часть диаграммы, а в правой части, в области высоких значений, наблюдается т.н. «хвост» – постепенное снижение относительной частоты с увеличением класса. На рисунке 49 представлены типичные гистограммы распределения ППР на однородных участках, сложенных грунтами с относительно высокой удельной активностью радия (40-50 Бк/кг).

Как видно из рисунка, пространственное распределение ППР с поверхности слабопроницаемых глинистых грунтов более неоднородно, чем с поверхности хорошо проницаемых образований коры выветривания гранитов. Для первых (рис. 49 а) характерны колебания плотности потока радона в отдельных точках измерения, как правило, от 10-15 до 400 мБк/м²с, при максимуме распределения в области 20-60 мБк/м²с. На участках, сложенных хорошо проницаемыми продуктами выветривания гранитов (рис 49 б), характеризующихся таким же содержанием радия, но более высокой проницаемостью, частные значения ППР изменяются в более узком диапазоне – от 10 до 250 мБк/м²с, при максимуме в области 60-80 мБк/м²с. То есть, проницаемость приповерхностных отложений – один из ведущих факторов, определяющих распределение пространственное ППР в пределах однородных участков. На участках, сложенных с поверхности слаборадиоактивными грунтами – песками, супесями, продуктами выветривания слаборадиоактивных габбро-диабазов, пространственное распределение ППР также характеризуется логнормальным законом, однако плотность потока радона в частных точках измерения характеризуется меньшей изменчивостью от <10 до 50-70 мБк/м²с, реже более, при максимуме распределения в области 10-20 мБк/м²с (рис. 49 в). Влияние проницаемости грунтов на распределение ППР для слаборадиоактивных грунтов выражено значительно слабее, и форма гистограмм распределения ППР с поверхности слаборадиоактивных грунтов от этого фактора практически не зависит.

Вообще говоря, закон распределения является исчерпывающей характеристикой случайной величины и несет в себе информацию о природе исследуемого показателя. Логарифмически нормальное распределение, при котором нормально распределены не сами случайные величины, а их логарифмы, свидетельствует о том, что оцениваемый показатель формируется благодаря мультипликативному воздействию факторов. При этом воздействие факторов, определяющих случайную величину, не суммируется, а умножается, что и выражается в увеличении вероятности появления высоких значений («хвоста» в правой части диаграммы) [Маттерон 1968; Практикум... 1993; Дмитриев 2010].

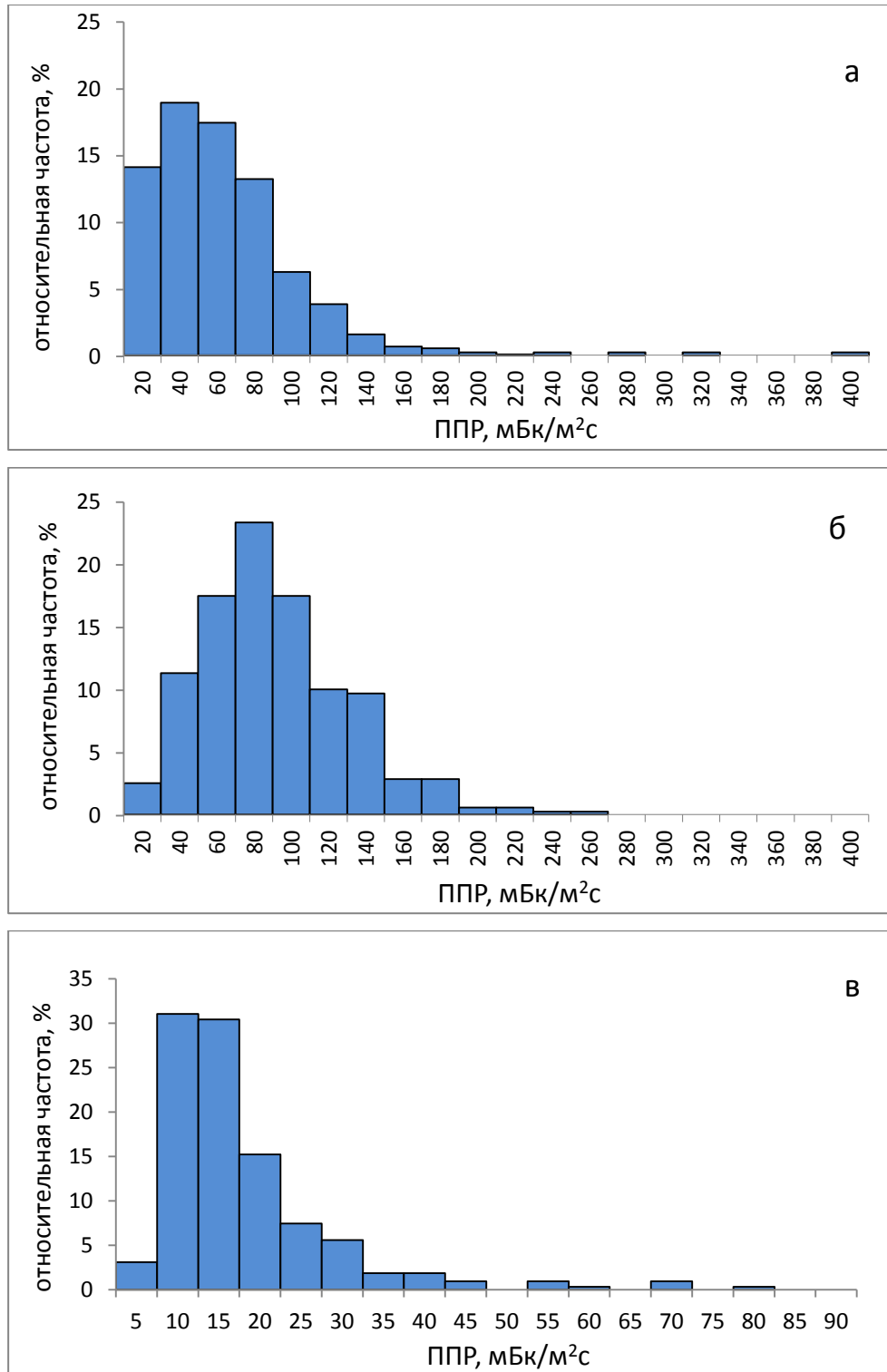


Рисунок 49. Типичные гистограммы распределения ППР с поверхности однородных участков, сложенных грунтами с содержанием радия 40-50 Бк/кг (а – слабопроницаемые суглинки и глины, б – хорошо проницаемые продукты выветривания гранитов) и 10-15 Бк/кг (в – пески, супеси, выветрелые габбро-диабазы).

Схема, объясняющая возникновение логнормального распределения, получила название «эффекта пропорциональности», когда полученный эффект пропорционален достигнутому ранее результату [Маттерон 1968]. Известно, что подобный эффект возникает в случае, когда оцениваемая величина обуславливается свойствами не всего объема массива грунтов, а отдельными локальными дефектами внутри него – трещинами, пустотами, и т.п. (работает т.н. «схема слабого звена»). Так, например, логнормальное распределение характерно для прочностных характеристик грунтов [Практикум... 1993]. Таким образом, есть основания предполагать, что пространственная изменчивость плотности потока радона с поверхности грунтов определяется не свойствами всего объема массива, а наличием отдельных локальных пустот, для которых свойственна повышенная проницаемость, и которые, вероятно, служат каналами преимущественной разгрузки радона. В качестве таких каналов, скорее всего, выступает система вторичных почвенных макропор и трещин, образующихся в результате жизнедеятельности животных и растений, а также за счет физических воздействий (колебаний температур и т.п.), и широко развитая в почвах и приповерхностных отложениях до глубины 0,25-0,50 м (рис. 50).

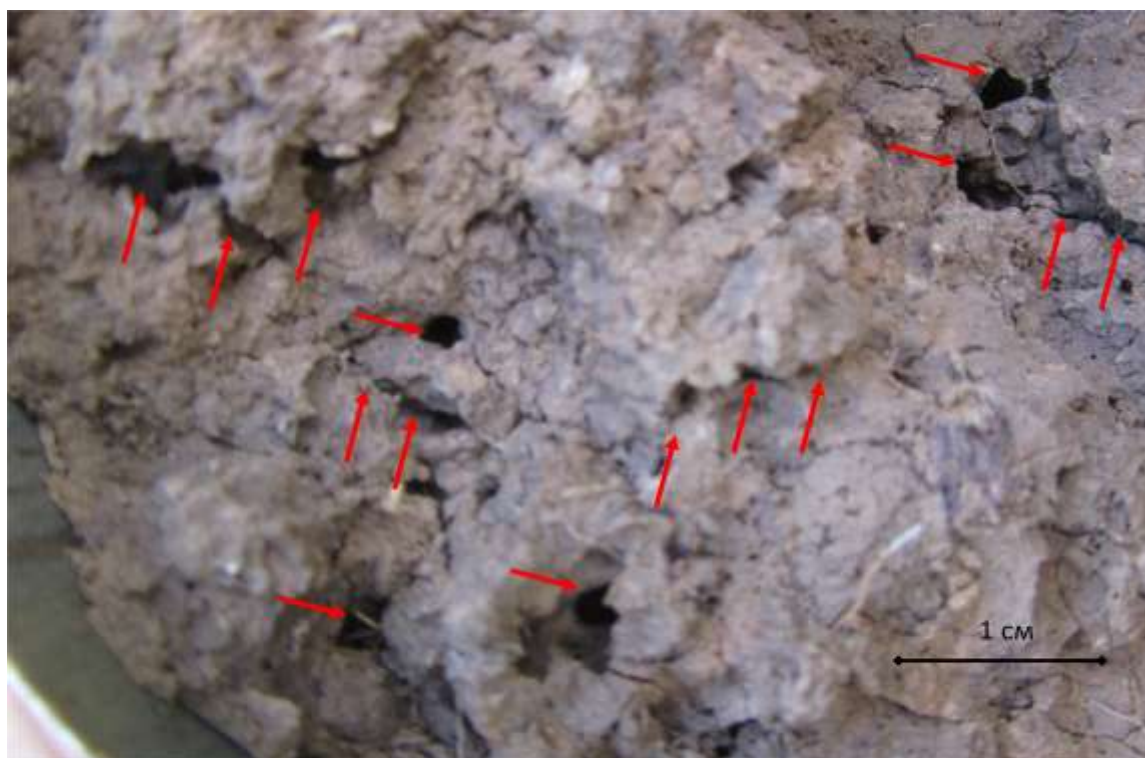


Рисунок 50. Система вторичных макропор и трещин в массиве покровных суглинков на «Московской» ЭП (срез монолита с глубины 25 см).

В почвоведении известно [Смагин 2005], что движение газов в массивах слабопроницаемых глинистых или избыточно увлажненных грунтов, не является сплошным, а реализуется по путям преимущественного (локального) транспорта – относительно крупным каналам, формирующимся по отмершим или живым корням растений, за счет деятельности почвенных животных и т.п. Причем ведущую роль в преимущественном транспорте газов играет локальный конвективный перенос [Смагин 2005]. Именно локальным транспортом газов, по нашему мнению, и объясняется вероятность формирования высоких значений плотности потока радона, образующих «хвост» в правой части гистограммы распределения ППР. Наиболее ярко этот эффект выражен в слабопроницаемых глинистых отложениях, однако определенную роль разгрузка радона по макропорам играет, видимо, и в хорошо проницаемых грунтах.

В приповерхностном слое, где величина макропористости составляет 20-30 %, макропоры определяют проницаемость на 98 % [Шестаков и др., 1982]. То есть пространственное распределение ППР на однородных участках, характеризующиеся одинаковыми ландшафтными, грунтовыми и др. условиями, скорее всего, обусловлено локальными колебаниями газопроницаемости почв и приповерхностных грунтов. Пространственное распределение проницаемости приповерхностных грунтов и почв изучено слабо, однако судя по экспериментальным данным, которые удалось найти в литературе [Шмонов и др., 2002], газовая проницаемость почв в пределах небольших площадей (0,5-1,0 га) также, как и ППР, колеблется в пределах одного математического порядка и характеризуется логнормальным пространственным распределением.

По результатам режимных измерений ППР на экспериментальных площадках (см. Главу 3) установлено сезонное изменение распределения плотности потока радона по площади однородных участков (речь идет о распределении частных значений ППР в точках измерения за сезон). На рисунке 51 показаны вариационные кривые ППР на «Московской» и «Екатеринбургской-1» экспериментальных площадках летом и зимой. Как видно из рисунка, несмотря на различия в климатических, ландшафтных и грунтовых условиях на площадках, характер сезонных изменений распределения ППР на обеих площадках схожий.

Пространственное распределение плотности потока радона в летний период (с июля по сентябрь), характеризуется как более высокими значениями ППР в целом по площадке (максимум распределения сдвинут правее), так и более высоким разбросом частных значений ППР. Так, на «Московской» ЭП, сложенной слабопроницаемыми суглинками (рис. 51 а), в летнее время максимум распределения ППР находится в районе $60 \text{ мБк/м}^2\text{с}$, а максимальные значения достигают $400 \text{ мБк/м}^2\text{с}$, в то время как зимой (с декабря по март) максимум распределения сдвигается в область $20 \text{ мБк/м}^2\text{с}$, при максимальных значениях ППР не более

170 мБк/м²с. То есть, амплитуда пространственных колебаний уменьшается как минимум в 2 раза. На «Екатеринбургской» площадке, сложенной относительно хорошо проницаемыми продуктами выветривания гранитов, наблюдается схожий эффект, хотя амплитуда колебаний ППР в зимний период уменьшается только в 1,5 раза.

Сезонные изменения пространственного распределения ППР, скорее всего, связаны с уменьшением проницаемости приповерхностной части массива в зимний период, как в связи с повышенным увлажнением (промерзанием) грунтов, так и за счет проявления в массиве сжимающих деформаций, связанных с ротационным режимом планеты (см. главу 3). При этом происходит как сокращение объема порового пространства в целом, приводящее к смещению максимума распределения ППР в левую часть гистограммы, так и уменьшение доли макропор за счет заполнения их водой (льдом), что вызывает снижение максимальных значений (амплитуды) ППР в зимний период.

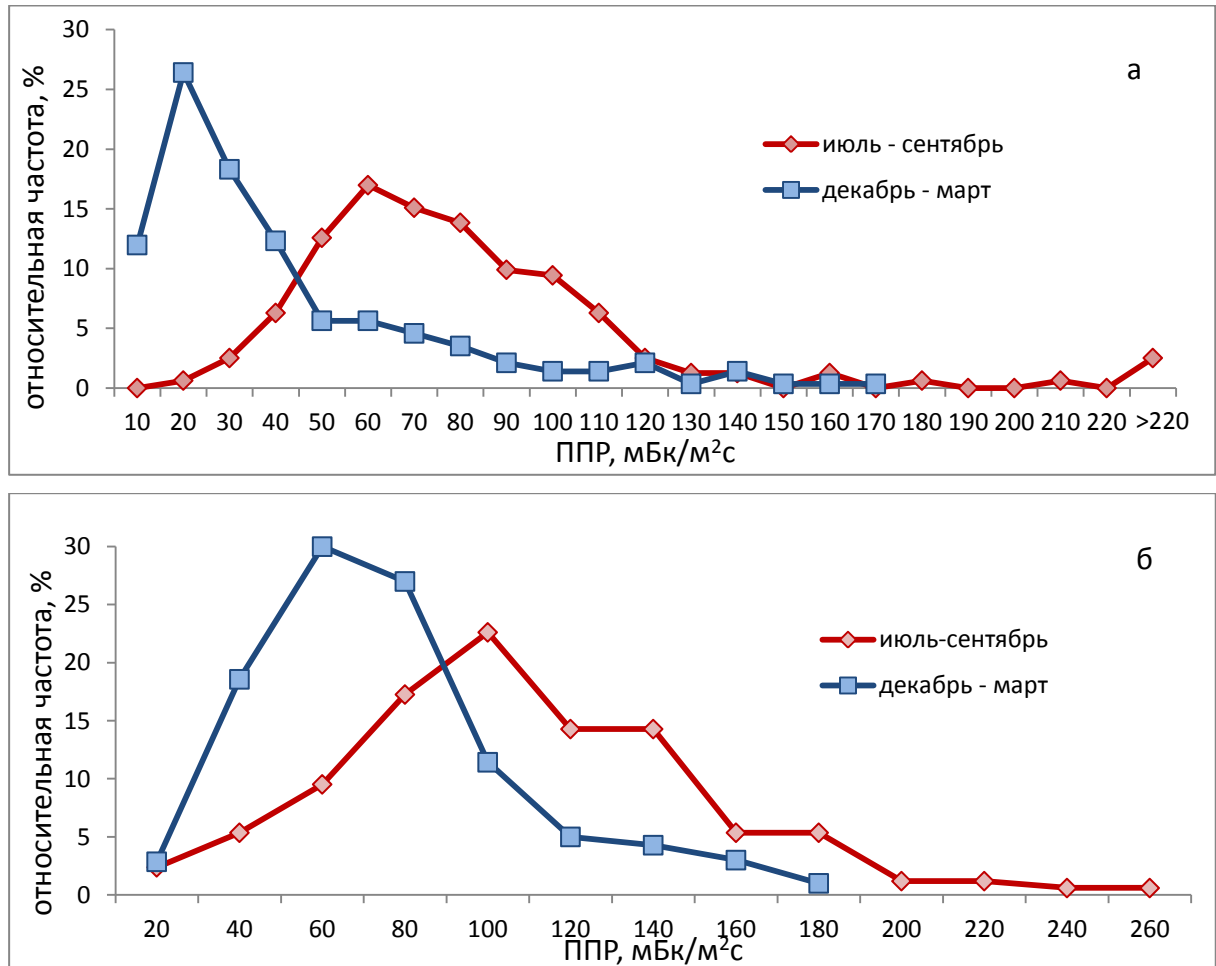


Рисунок 51. Сезонные измерения вариационных кривых пространственного распределения ППР на «Московской» (а) и «Екатеринбургской-1» (б) экспериментальных площадках.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что пространственные колебания плотности потока радона в пределах однородных участков обусловлены локальной изменчивостью проницаемости приповерхностного массива почв и грунтов. Статистический анализ данных показывает, что эти колебания, как правило, не выходят за пределы интервала «3 сигма» для логнормального распределения, и носят случайный незакономерный характер. Вместе с тем, например на «Пятигорской» ЭП, характеризующейся ярко выраженным аномальным радоновым полем (см. гл. 3), регистрировались значения ППР существенно выходящие за пределы «3 сигма».

Отметим, что и на территории Москвы (вне экспериментальной площадки) на некоторых участках в отдельных точках были зарегистрированы крайне высокие значения плотности потока радона – более 1000 мБк/м²с, а в отдельных случаях до 10 000 мБк/м²с (т.н. «факельные выбросы»). Столь высокие значения ППР существенно превышают верхнюю границу интервала «3 сигма» характерную для данного типа грунтов, что свидетельствует об аномальности радонового поля на данных участках. Наличие «факельных выбросов» нельзя объяснить случайной локальной изменчивостью проницаемости грунтов. Несмотря на значительные временные колебания радонового поля повторные измерения, проводимые на участках, характеризующихся аномальным потоком, как правило, подтверждают выявленные аномалии, хотя непосредственное положение в пространстве аномальных точек в пределах участка может меняться. В таблице 18 приведены результаты повторных измерений ППР на аномальных участках.

Как видно из таблицы 18, лишь на трех участках из девяти обследованных повторно, аномально высокие значения ППР не подтвердились. На остальных участках при повторных измерениях аномальные значения ППР были подтверждены, причем как через месяц, так и через год после первичных измерений.

Кроме того, первый опыт нанесения участков с аномальными значениями ППР в отдельных точках на карту показал, что эти участки распределены в пространстве не случайным образом, а располагаются «кучно», формируя хорошо выраженные зоны сгущения. Перечисленные факты позволяют утверждать, что наблюдаемые «факельные выбросы» радона не являются результатом случайного совпадения внешних факторов (колебания температуры, давления, проницаемости грунтов) в конкретной точке измерения, и не связаны с возможными нарушениями методики при установке накопительных камер или ошибками измерения. Аномальные участки образуют устойчивые во времени и пространстве зоны, которые представляют особый интерес, как с точки зрения взаимосвязи радонового поля со структурно-геодинамическими условиями, так и для оценки потенциальной радоноопасности территорий.

Таблица 18. Результаты первичных и повторных измерений ППР на аномальных участках.

Адрес объекта	Даты измерений	Среднее значение ППР, мБк/м ² с	Диапазон колебаний ППР, мБк/м ² с
Ул. Баркляя, 20	27.01.2002	380	8-2760
	15.02.2002	160	7-874
Костромская ул., 18	21.11.2002	197	6-939
	26.11.2002	116	8-683
Нескучный сад	11.05.2002	212	10-4300
	23.11.2003	310	9-3800
Востряковский пр-д, 17	07.02.2004	906	14-3260
	12.02.2004	198	22-1636
Ул. Маршала Захарова, 13	07.02.2004	239	50-1110
	12.02.2004	78	8-199
Клинская ул., 24	27.11.2007	385	8-1082
	30.11.2007	191	14-719
Левобережный р-н, к. 18	15.02.2008	191	9-1340
	05.08.2008	77	7-355
Аэропорт «Домодедово»	01.07.2008	227	6-1690
	11.07.2008	72	7-314
Болотниковская ул., 36	26.03.2008	280	9-1500
	12.08.2009	312	15-3650

Таким образом, анализ пространственного распределения частных значений ППР показал, что поле плотности потока радона обладает дискретной пространственной структурой и подразделяется на фоновую и аномальную составляющие. Выявленные особенности распределения плотности потока радона позволяют предполагать существование принципиального различия в механизмах формирования фоновых и аномальных радоновых полей, в связи с чем далее мы будем отдельно рассматривать закономерности пространственного распределения фоновых и аномальных радоновых полей.

5.2 Закономерности пространственного распределения фоновых значений ППР

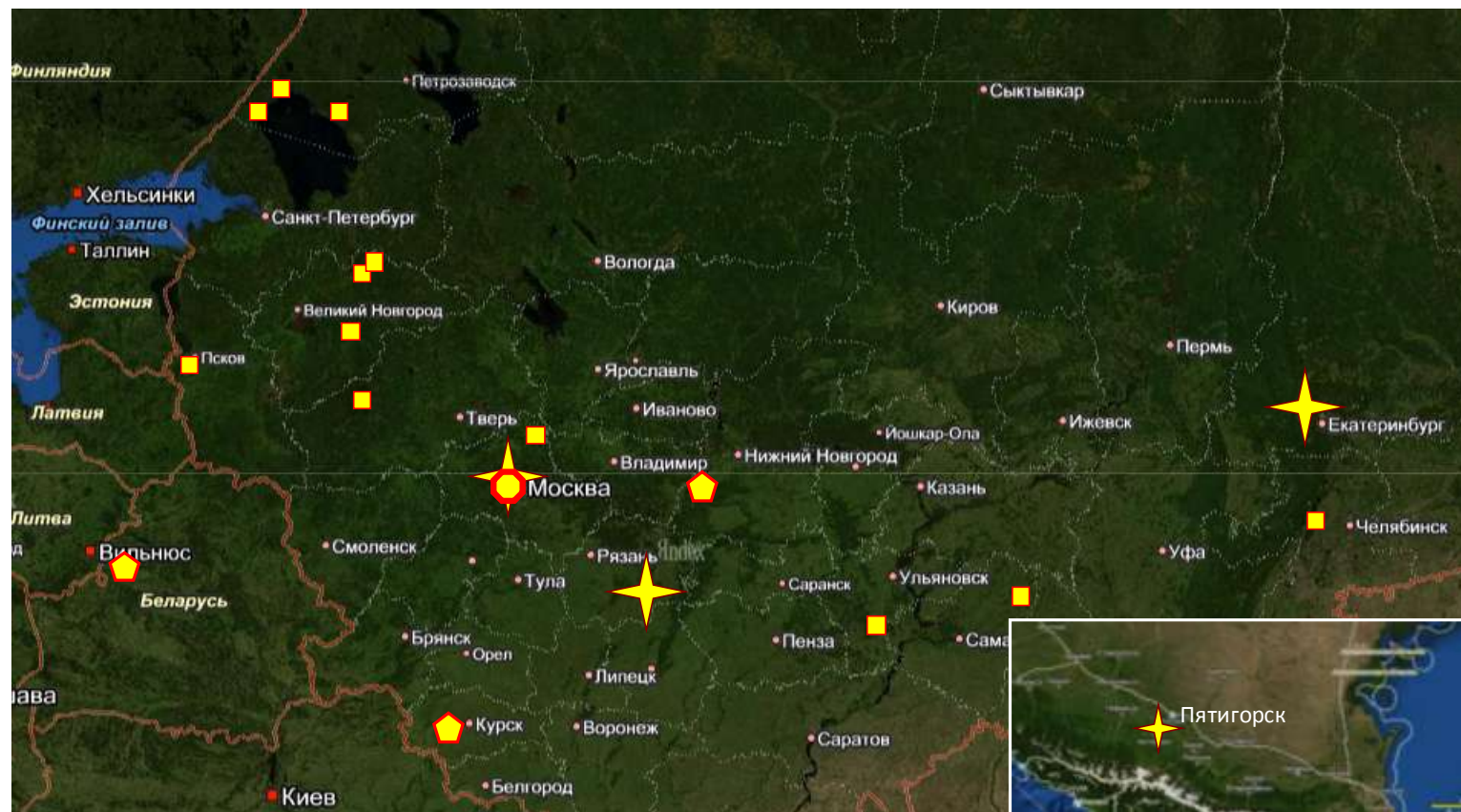
5.2.1 Используемый фактический материал

Значительная вариабельность плотности потока радона в пределах однородных участков приводит к тому, что единичные результаты измерений ППР в отдельных точках не могут сколько-нибудь достоверно характеризовать поток радона с поверхности грунта на участке в целом. По этой причине в ходе исследований в качестве «базовой единицы» используются не отдельные точки измерения ППР, а средние значения, полученные по результатам измерения ППР не менее чем в 20 точках, расположенных в узлах сети от 5x10 до 50x50 м в пределах однородных участков, площадью 0,05-0,5 га, реже более («базовые» участки). На «базовых» участках, кроме плотности потока радона, измерялись также мощность AMBIENTНОГО эквивалента дозы гамма-излучения (МЭД ГИ) на высоте 0,1 м от поверхности земли и удельная активность радионуклидов, том числе ²²⁶Ra, в грунтах.

В ходе исследований были использованы материалы, полученные автором лично или при его участии на обширной территории Восточно-Европейской платформы и в прилегающих регионах. Схема расположения участков исследований в пределах Восточно-Европейской платформы приведена на рисунке 52. Структура имеющегося фактического материала весьма разнородна. Наиболее полная информация, имеющаяся в нашем распоряжении, относится к территории Москвы в пределах МКАД. Были использованы материалы инженерно-экологических изысканий, проведенных в Москве более чем на 1000 участках строительства в период с 1999 по 2008 год (данные ГУП «Мосгоргеотрест», ООО «Геокон», Группы компаний РЭИ). На каждом участке, помимо измерений ППР и МЭД ГИ, проводилось детальное изучение геологического разреза до глубины 10-50 м с определением удельной активности радия в грунтах. Автор принимал личное участие либо непосредственно в полевых исследованиях и/или лабораторных измерениях либо в обработке массива полученных данных.

Также в ходе исследований использовались данные, полученные в рамках структурно-геодинамических исследований на исследовательских полигонах в пределах ближней зоны размещения проектируемых атомных электростанций радиусом 30 км. Исследования проводились в полевые сезоны 2011-2013 годов коллективом лаборатории эндогенной геодинамики и неотектоники Института геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН под руководством автора диссертации, совместно с сотрудниками кафедры динамической геологии геологического факультета и кафедры радиохимии химического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Расположение исследовательских полигонов показано на рисунке 52.

Полигоны расположены в Нижегородской области (Навашинский район), в Курской области (Курчатовский р-н), а также в Гродненской обл. республики Беларусь (Островецкий р-н). В пределах каждого полигона расположено от 5 до 10 «базовых» участков измерений ППР, приуроченных к различным геологическим и ландшафтным условиям. На полигонах проводилось детальное изучение геологического разреза до глубины 100-120 м, с определением распределения удельной активности радия в разрезе до указанной глубины по наиболее представительным скважинам. Кроме того, были организованы специальные полевые исследования пространственной изменчивости плотности потока радона в пределах Восточно-Европейской платформы. Исследования проводились на отдельных участках, расположенных в Северо-Западной части платформы по ходу автомобильного маршрута от Москвы до северного побережья Ладожского озера (Московская, Тверская, Новгородская, Ленинградская обл., респ. Карелия). В полевой сезон 2012 года данные были дополнены результатами исследований, выполненных в ходе автомобильного маршрута от Москвы до Екатеринбурга (см. рис. 52).







- | | | | |
|---|---|---|-------------------------------------|
|  | - материалы изысканий в Москве (1999-2008 гг) |  | - полигоны (2011-2013 гг) |
|  | - режимные площадки ФМБА (2011-2013 гг) |  | - отдельные участки (2010, 2012 гг) |

Рисунок 52. Схема расположения участков исследований радонового поля в пределах Восточно-Европейской платформы и на прилегающих территориях.

Во избежание влияния на результаты временных колебаний ППР, измерения проводились приблизительно в одинаковых условиях: время проведения исследований – конец июля - август, в сухую, жаркую погоду, при отсутствии осадков и ветра. Все участки расположены, преимущественно в пределах незалесенных, однородных, хорошо дренированных водораздельных поверхностей. На участках проводились измерения ППР (от 20 до 70 точек на каждом), а также МЭД гамма-излучения и удельной активности радия в приповерхностных грунтах, в том числе полевыми методами. Наконец, в ходе исследований использовались результаты, полученные на режимных экспериментальных площадках (см. главу 3).

Все данные, использованные в работе, получены с применением однотипной измерительной аппаратуры, подробно описанной в главе 3 (измерительный комплекс «Камера», гамма-спектрометрический «Прогресс», полевой гамма-спектрометр СКС-99 «Спутник»). Применяемая аппаратура должным образом метрологически аттестована. По результатам исследований была составлена унифицированная база данных, включающая следующую информацию: порядковый номер «базового» участка; GPS координаты участка и/или его точный адрес (для г. Москвы), дату проведения измерений; значения ППР на участке (среднее, максимальные и минимальные значения); среднее и максимальное значение удельной активности радия в грунтах; среднее значение МЭД ГИ.

5.2.2 Пространственное распределение фоновых значений ППР

Как уже указывалось выше, наиболее полный фактический материал, имеющийся в нашем распоряжении, относится к территории г. Москвы. На рисунке 53 представлена карта фактического материала, полученного на территории Москвы в пределах МКАД. Обобщение материалов инженерно-экологических изысканий более чем на 1000 участках строительства в период с 1999 по 2008 год, позволило построить карту плотности потока радона с поверхности грунта на территории Москвы в пределах МКАД масштаба 1:50 000. Картирование плотности потока радона проводилось в рамках проекта по крупномасштабному геологическому картированию территории Москвы (Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН).

Результаты статистической обработки данных, приведенные в таблице 19, подтверждают логарифмически нормальное распределение плотности потока радона на территории Москвы, что согласуется с результатами предыдущих исследований [Гулабянц и др., 2000; Микляев, Зиангиров 2004; Микляев и др., 2008]. Методы картирования радонового поля выбирались, исходя из структуры полученных данных с учетом вариабельности ППР.

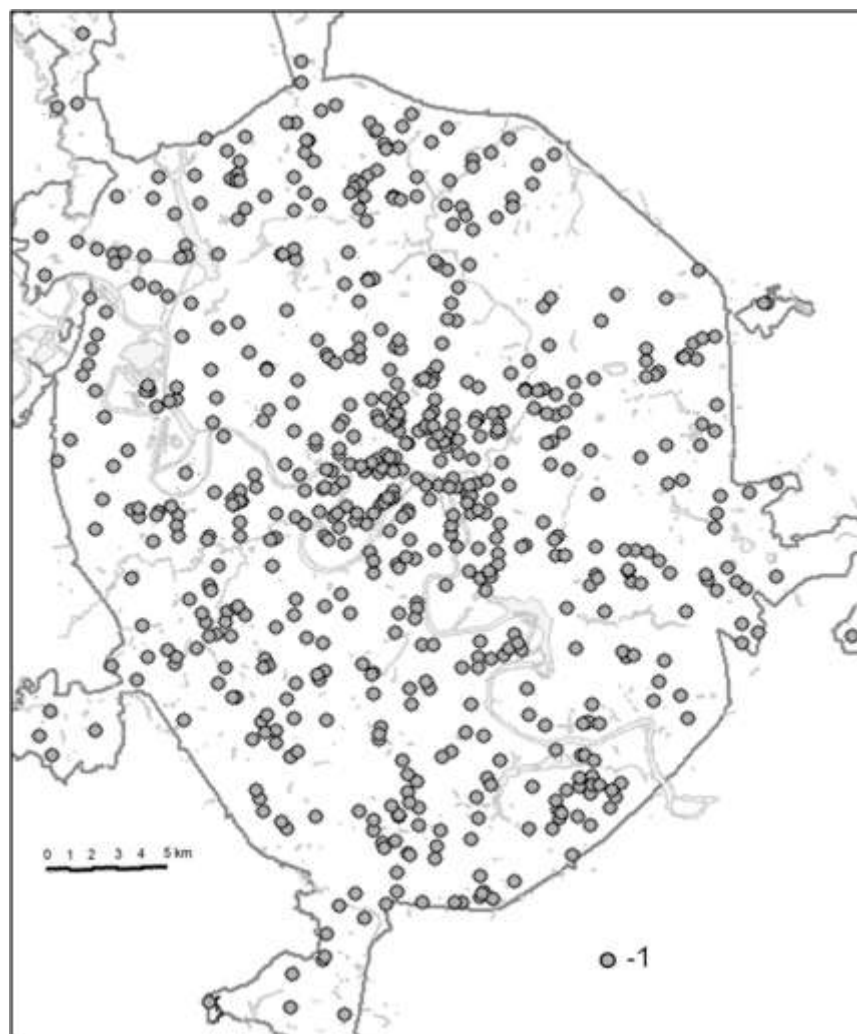


Рисунок 53. Карта фактического материала по территории Москвы: 1 – места расположения обследованных участков строительства.

Таблица 19. Параметры распределения средних по участкам значений ППР на территории Москвы.

Параметры	Средние по участкам ППР
Общее количество точек измерения (объем выборки)	803
Среднее арифметическое (X), мБк/м ² с	36
Среднее геометрическое ($X_{\text{геом}}$), мБк/м ² с	29
Мода (M), мБк/м ² с	20
Медиана (Me), мБк/м ² с	29
Стандарт (σ) мБк/м ² с	20
Логарифмический стандарт (ϵ), мБк/м ² с	1,72
Минимум – максимум, мБк/м ² с	7 – 906
Интервал «3 сигма», ($X_{\text{геом}} * \epsilon^{-3} \div X_{\text{геом}} * \epsilon^{+3}$) мБк/м ² с	4 – 150

Средние по участкам значения ППР на территории Москвы колеблются в широких пределах, однако подавляющее их большинство (99 %) попадает в интервал «3 сигма» для логнормального распределения, который составляет от 4 до 150 мБк/м²с. Таким образом, среднее по участку значение ППР, равное 150 мБк/м²с, следует считать верхней границей фоновых колебаний ППР в пределах территории Московского региона. Следует отметить, что исследования в других регионах Восточно-Европейской платформы показывают, что грунты, слагающие верхнюю часть разреза территории Московского региона (покровные и моренные суглинки, флювиогляциальные и аллювиальные пески, озерные и болотные глины) по их свойствам (проницаемость, концентрация радия и т.п.) в целом можно считать репрезентативными, по крайней мере, для большей части территории Русской плиты.

При построении карты фонового радонового поля использовались программные средства MapInfo Professional 9.0 («Тематические карты»). Высокая плотность участков (точек) позволяет проводить простую интерполяцию данных (использовались средние значения плотности потока радона на участках). Построение карты проводилось методом диапазонов с группированием записей с близкими значениями тематической переменной (в данном случае средние значения ППР на участках) и выделением созданных групп (областей на карте) едиными цветами. Диапазоны создавались MapInfo автоматически способом «равное количество записей (точек)» [MapInfo... 1998]. Этот способ создает диапазоны с одинаковым числом записей (точек) в каждом из них, при этом, по разбросу значений переменной, выделенные диапазоны не равны между собой. Так на карте радонового поля Москвы (рис. 54) выделены диапазоны <15; 15 – 25; 25 – 35; 35 – 75; 75 – 140 и > 140 мБк/м²с. В результате шкала диапазонов значений ППР имеет непривычный вид, однако, использование этого метода оправдано, так как позволяет сглаживать влияние экстремальных значений и получать наглядные, хорошо читаемые карты при анализе величин имеющих логарифмически нормальное пространственное распределение.

Кроме того, были построены карты мощности дозы гамма-излучения на высоте 0,1 м от поверхности земли и удельной активности ²²⁶Ra в грунтах. В их основу легла информация о средних значениях МЭД гамма-излучения и удельной активности радия в грунтах на обследованных участках строительства. Также, по результатам обобщения и генерализации карты инженерно-геологического районирования г. Москвы м-ба 1:10 000, построенной в рамках проекта по крупномасштабному геологическому картированию территории Москвы получена обобщенная карта литологического состава грунтов на территории города м-ба 1:50 000. Карты представлены на рисунках 54-56.

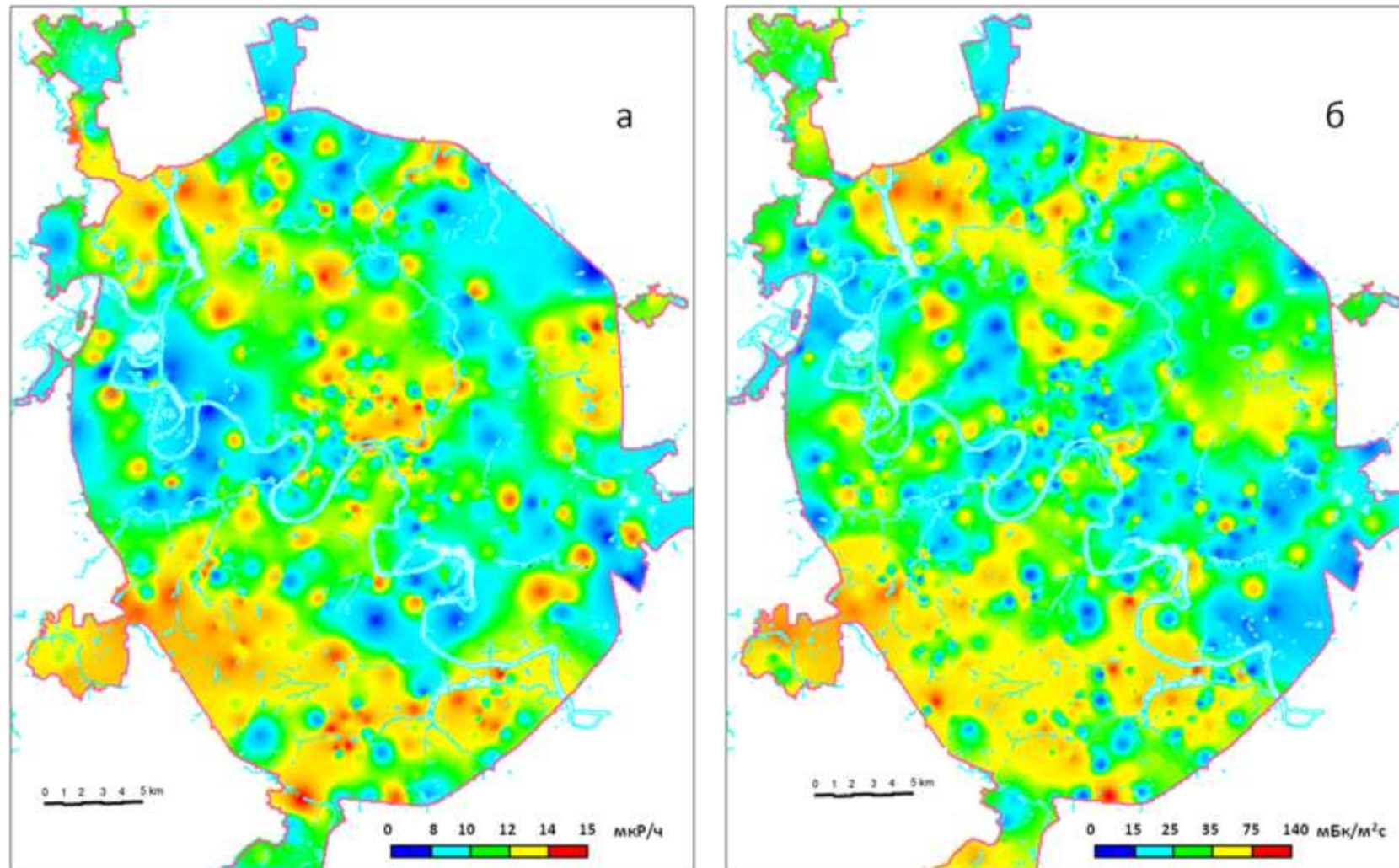


Рисунок 54. Карты-схемы пространственного распределения МЭД ГИ на высоте 0,1 м от поверхности (а) и плотности потока радона с поверхности грунта (б).

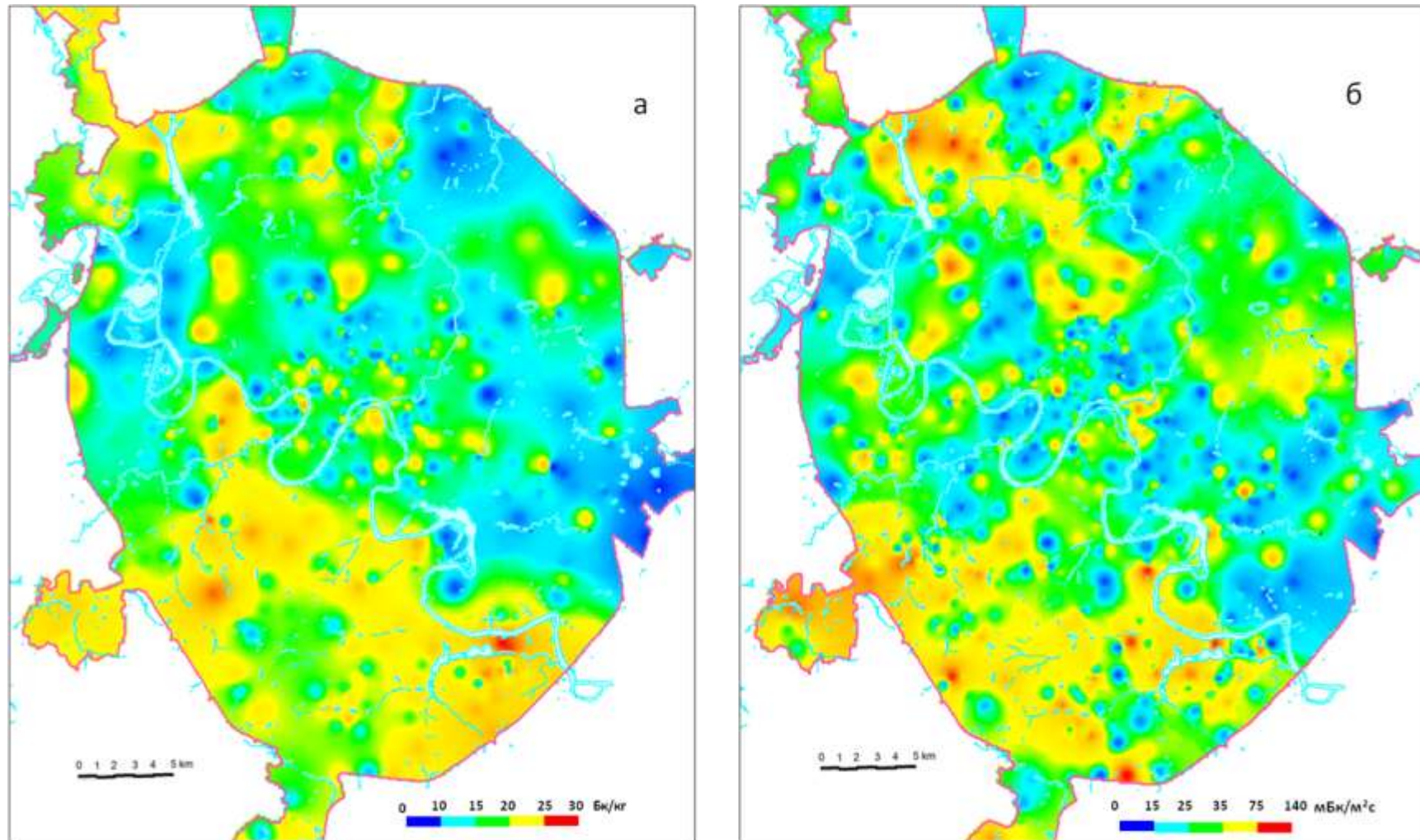


Рисунок 55. Карты-схемы пространственного распределения удельной активности радия-226 в грунтах (а) и плотности потока радона с поверхности грунта (б).

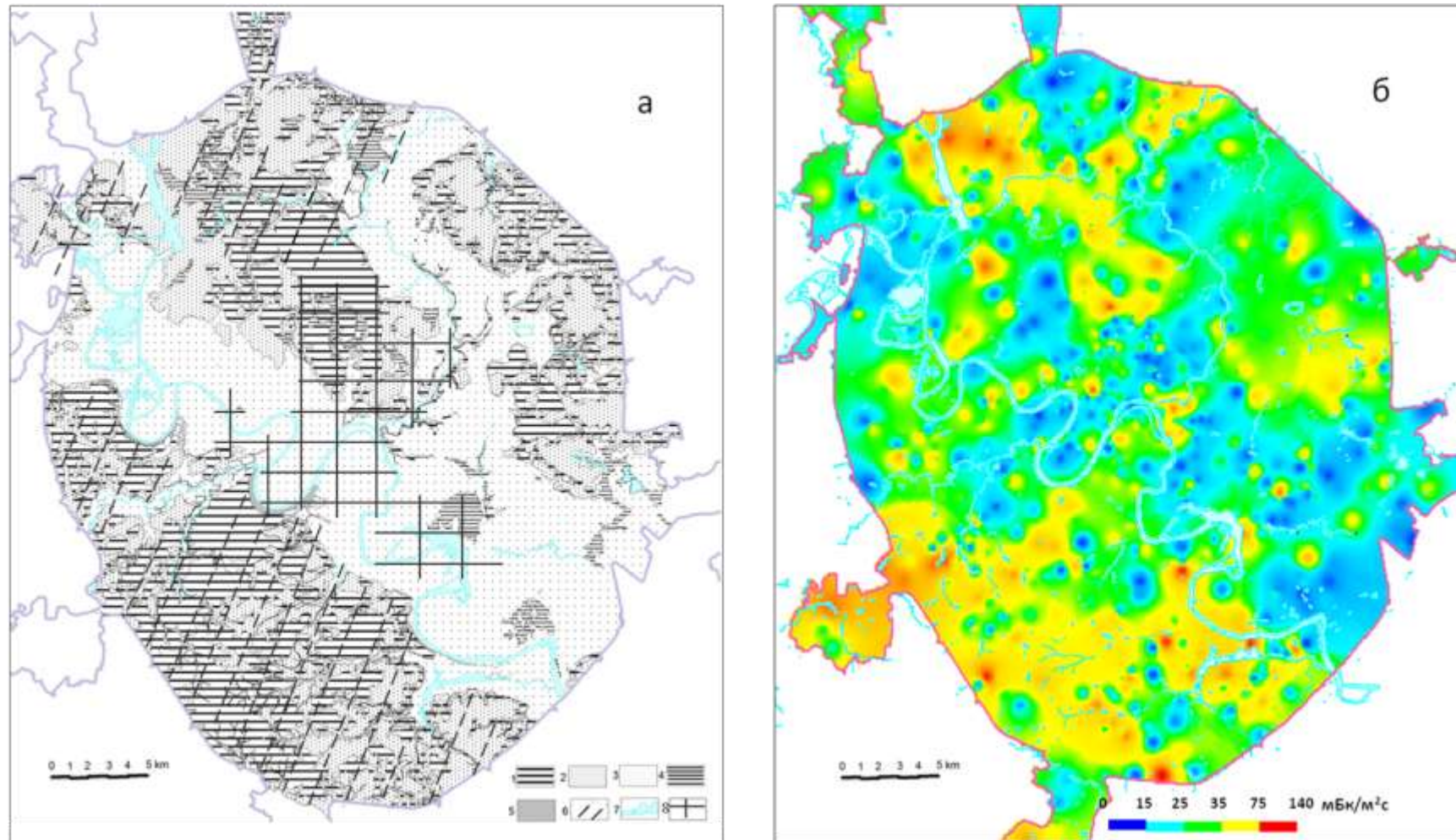


Рисунок 56. Карты-схемы литологического состава приповерхностных грунтов (а) и плотности потока радона с поверхности грунта (б).
 Условные обозначения к рис. 56 а: 1 – суглинки моренные, 2 – пески флювиогляциальные, 3 – пески аллювиальные, 4 – глины и суглинки озерно-болотные, 5 – оползневые отложения, 6 – покровные суглинки, 7 – водоемы, 8 – техногенные отложения.

На рисунках приведено сравнение пространственного распределения ППР и таких параметров как мощность дозы гамма-излучения (рис. 54), удельная активность радия (рис. 55) и литологический состав приповерхностного слоя грунта (рис. 56) на исследуемой территории. Как видно из приведенных карт, фоновое поле ППР имеет «пятнистую» структуру, которая в целом контролируется геолого-геоморфологическими условиями территории. Области более высоких значений ППР приурочены к возвышенностям, поверхность которых сложена глинистыми четвертичными отложениями с содержанием радия 20-40 Бк/кг (Теплостанское, Орехово-Борисовское, Центрально-Московское, Лосиноостровско-Измайловское поднятия). Для районов, сложенных с поверхности преимущественно песками (Долины рек Москвы, Яузы и другие) с удельной активностью радия 5-15 Бк/кг, характерны пониженные значения ППР.

Сопоставление пространственного распределения фонового радонового поля с полем удельной активности радия в грунтах, выходящих на дневную поверхность, и полем мощности амбиента эквивалентной дозы гамма-излучения (МЭД ГИ) для территории Москвы, свидетельствует о близости пространственной структуры этих полей. Это свидетельствует о том, что значения ППР на фоновых участках определяются, прежде всего, содержанием в грунтах ^{226}Ra , а, следовательно, их литологическим составом (рис. 56). Непосредственная связь удельной активности радия в грунтах Москвы с их литологическим составом была установлена нами ранее [Микляев и др., 2001]. Поле МЭД ГИ (интервал значений 0,06 – 0,16 мкЗв/ч) определяется гамма-излучением радионуклидов, содержащихся в приповерхностном слое почв и грунтов, толщиной не более 30 см. Следовательно, структура радонового поля, совпадающая в целом со структурой поля МЭД, скорее всего, также связана с изменениями содержания радия в относительно маломощном приповерхностном слое грунтов.

Некоторая неоднородность, «пятнистость» поля ППР и отсутствие строгой корреляции между ППР и удельной активностью радия в грунтах, обусловлены, прежде всего, тем, что при картировании использовались данные инженерно-экологических изысканий (измерения проводились при разных условиях в разное время года), т.е. на результатах сказывалась временная нестабильность плотности потока радона.

Статистическая обработка данных измерений позволяет выделить две крупных области, в которых значения удельной активности радионуклидов в грунтах, МЭД гамма-излучения и ППР статистически значимо отличаются друг от друга – это Теплостанская и Центрально-Московская возвышенности с одной стороны, и долины рек Москвы и Яузы с другой. Результаты статистической обработки данных приведены в таблице 20. Из таблицы следует, что для глинистых грунтов – моренных и покровных суглинков – характерно относительно высокое содержание радионуклидов, в том числе ^{226}Ra , видимо этим и объясняются более высокие

значения МЭД гамма-излучения и ППР на таких территориях. Территории же, сложенные песчаными грунтами, с малым содержанием радионуклидов, характеризуются низкими значениями МЭД ГИ и ППР.

Таблица 20. Содержание естественных радионуклидов (ЕРН) в грунтах, МЭД гамма-излучения и ППР на территории Москвы.

Район	Состав приповерхностных грунтов	Содержание ЕРН в грунтах, Бк/кг			МЭД ГИ, мкЗв/ч	ППР, мБк/м ² с
		²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K		
		среднее арифм. (стандартное откл.)/диапазон				
Теплостанская и Центрально-Московская возвышенности	суглинки, глины	$\frac{26(3,4)}{17-42}$	$\frac{32(6,7)}{12-52}$	$\frac{414(81)}{224-691}$	$\frac{0,12(0,01)}{0,10-0,16}$	$\frac{39(24)}{9-126}$
Долины рек Москвы и Яузы	пески, супеси	$\frac{8(2,9)}{3-18}$	$\frac{11(4,3)}{4-28}$	$\frac{244(57)}{30-396}$	$\frac{0,10(0,02)}{0,06-0,14}$	$\frac{24(14)}{6-101}$

Определяющее влияние удельной активности радия в грунтах на фоновые значения плотности потока радона было убедительно подтверждено и на более обширной территории Восточно-Европейской платформы в ходе специальных полевых исследований, проводимых в период 2010-2012 г.г. в пределах Курской, Тверской, Новгородской, Ленинградской, Нижегородской области, в республике Карелия. Участки располагались на водораздельных, хорошо дренированных, однородных в ландшафтном плане поверхностях, характеризующихся слабым естественным увлажнением почв. Как указывалось выше, влияние временных факторов на плотность потока радона было сведено к минимуму путем проведения измерений в одно и то же время года при близких погодных условиях. На каждом участке проводились измерения ППР не менее чем в 20 точках и определение удельной активности радия в грунтах как полевыми, так и лабораторными гамма-спектрометрическими методами. Обобщенные результаты полевых исследований приведены на рисунке 57. На рисунке представлена зависимость средних по участкам значений ППР от средней удельной активности радия в приповерхностном слое грунта. Значения удельной активности радия, приведенные на графике, определены по гамма-излучению короткоживущих ДПР радона «экспресс-методом» – без выдерживания проб в герметично закрытых контейнерах и восстановления радиоактивного равновесия между радием и его ДПР ($A_{Ra}^{ДПР}$). Результаты таких измерений, строго говоря, дают заниженные результаты, т.к. не учитывают эманирование радона. Однако, как указывалось

выше (см. главу 2), учет эманирования радона – весьма сложная проблема, в связи с чем на практике в большинстве лабораторий радиационного контроля эманирование не учитывают и проводят измерения «экспресс-методом». Это оправдано и с точки зрения обеспечения единства измерений, т.к. стандартизированных методов измерений, реально учитывающих эманирование, не существует (см. Главу 2). То есть, сравнивать между собой результаты, полученные разными лабораториями, можно, только если эти результаты были получены «экспресс-методом» [Микляев и др., 2006].

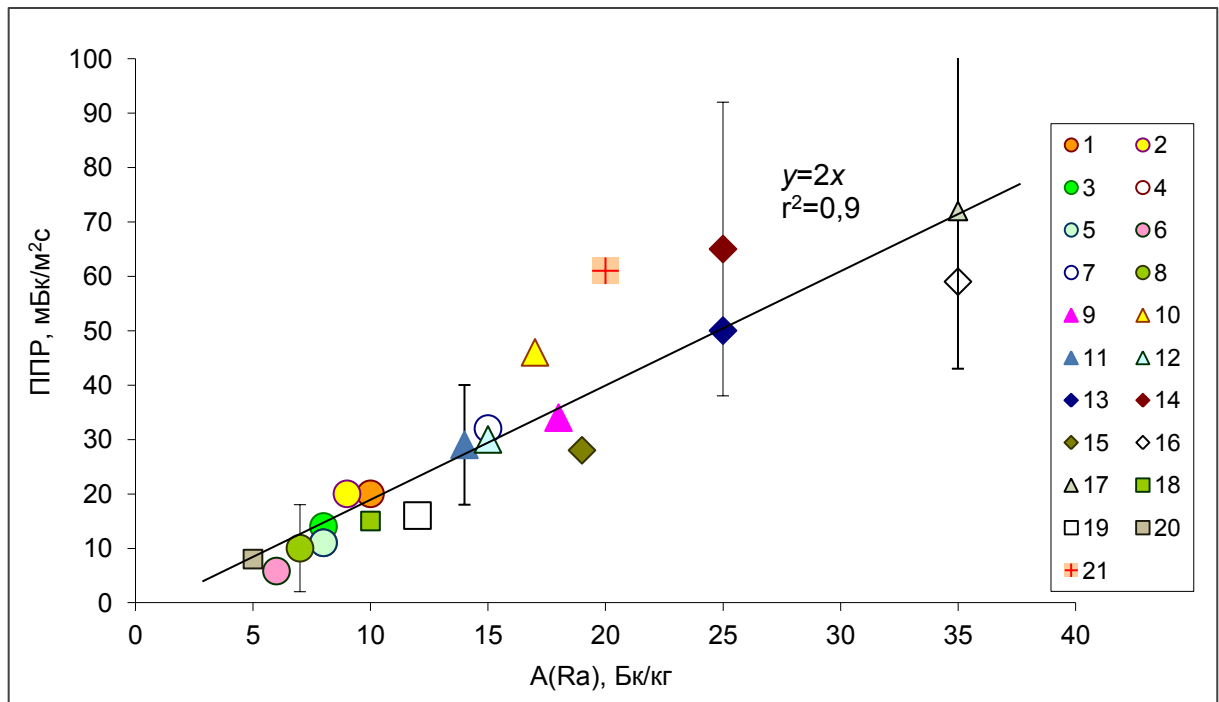


Рисунок 57. Зависимость средних значений ППР (вертикальные планки - СО) от содержания радия в приповерхностных грунтах на территории Восточно-Европейской платформы. Тип приповерхностных грунтов на участке: Пески (1-8): 1 - Нижегородская обл., д. Чудь; 2 – Тверская обл., д. Пореврица; 3 – Карелия, д. Видлица; 4 – Новгородская обл. д. Рогозово; 5 – г. Москва, р-н Свиблово; 6 – г. Москва, долина р. Москвы; 7 – Новгородская обл. д. Крестовая; 8 – Рязанская обл., д. Морозовы Борки. Суглинки (9-12): 9 – г. Москва, р-н Измайлово; 10 – г. Москва, р-н Тимирязевский; 11 - Тверская обл., д. Пореврица; 12 - Новгородская обл. д. Рогозово. Глины (13-16): 13 – Москва, р-н Теплый Стан; 14 – Московская обл., д. Ботово; 15 – Новгородская обл., д. Звонец; 16 – Москва, Битцевский парк. Лессы: 17 – Курская обл., Косой Хутор. Известняки (18-19): 18 – Новгородская обл. д. Новинка; 19 – Нижегородская обл., д. Филинское. Мергели: 20 – Курская обл., дер. Макаровка. Гнейсы выветрелые: 21 – Карелия, окрестности г. Лахденпохья.

Из рисунка 57 видна четкая линейная зависимость средних значений ППР от содержания радия в приповерхностных грунтах. Причем, зависимость ППР(Ra) удовлетворительно описывается простой эмпирической формулой:

$$\text{ППР}_{\text{ср}} = 2 \times A_{\text{Ra}}^{\text{ДПР}} \quad (18),$$

где $\text{ППР}_{\text{ср}}$ – среднее значение плотности потока радона на участке в мБк/м²с, $A_{\text{Ra}}^{\text{ДПР}}$ – удельная активность радия-226 в приповерхностном слое грунта, определенная по ДПР радона без выдерживания в герметично закрытом контейнере («экспресс-измерения») в Бк/кг.

То есть пространственное распределение плотности потока радона в фоновых условиях определяется, прежде всего, удельной активностью радия в приповерхностных грунтах. Различия в коэффициентах эманирования грунтов не сказываются существенно на полученной зависимости, т.к., как показано в главе 2, коэффициенты эманирования рыхлых грунтов характеризуются относительно небольшим разбросом. Определенное влияние на ППР оказывает проницаемость приповерхностных грунтов (см. раздел 5.1), что может несколько нарушать полученную эмпирическую зависимость. Однако, судя по полученным данным, по крайней мере для четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы, этот фактор имеет подчиненное значение. Вместе с тем, на территориях, характеризующихся значительными колебаниями проницаемости приповерхностных грунтов в сочетании с высокими концентрациями радия в этих грунтах, проницаемость может выступать в качестве одного из ведущих факторов, влияющих на ППР.

Интересно, что полевые исследования были проведены по маршрутам, пересекающим различные структуры Восточно-европейской платформы, в том числе, южный борт и центральную часть Московской синеклизы, моноклинали (глинт) и южную часть Балтийского щита, Белорусскую антеклизу, Воронежскую антеклизу, Токмовский свод Волго-Уральской антеклизы. При этом значения плотности потока радона, регистрируемые на поверхности земли, определялись только составом приповерхностных грунтов, и не проявляли какой-либо связи с неоднородностями структуры более глубоких горизонтов чехла и, тем более, фундамента платформы. Иными словами, на участках, сложенных, например, моренными суглинками с близким содержанием радия, регистрируются примерно одинаковые значения ППР, независимо от того, расположен ли участок в центральной части Московской синеклизы, в пределах Белорусской антеклизы или на моноклинали Балтийского щита, т.е. от тектонического положения района. Это еще раз подтверждает исключительную роль именно приповерхностных отложений в формировании фоновых радоновых полей.

5.3 Особенности формирования аномальных потоков радона

Как указывалось выше, в пределах территории Москвы, где имеется наиболее плотная сеть измерений, на некоторых участках в отдельных точках измерения плотность потока радона (ППР) с поверхности грунта характеризуется аномальными значениями, в сотни и даже в тысячи раз превышающими поток радона в соседних точках измерения (т.н. «факельные выбросы»). Аномалии зарегистрированы лишь в 1% от общего количества измерений ППР на исследуемой территории. Всего на территории Москвы по материалам изысканий ГУП «Мосгоргеотрест», ООО «Геокон» и Группы компаний РЭИ за период с 1997 по 2012 год (обследовано около 4000 участков) было выявлено 49 участков с аномальным радоновым полем. То есть, «факельные выбросы» радона представляют собой относительно редкое явление. В тоже время, для аномальных точек характерны крайне высокие абсолютные величины плотности потока радона, достигающие 1000-5000 (до 10 000) мБк/м²с, что заставляет считать зарегистрированные аномалии важнейшим фактором радоноопасности на территории платформы. Следует отметить, что зарегистрированные значения ППР близки к плотности потока радона с поверхности «хвостов» переработки урановых руд (1100 – 21000 мБк/м²с) в которых содержание радия составляет 3000 – 10000 Бк/кг [Источники, ... 1992]. Подобные аномалии были также зарегистрированы на экспериментальной площадке «Пятигорская», которая характеризуется повышенными концентрациями радия в грунтах, и расположена в пределах области, проявляющей современную высокую геодинамическую и гидротермальную активность (см. главу 3).

Нанесение аномальных участков на карту Москвы масштаба 1:25 000 было выполнено автором диссертации в рамках проекта «Крупномасштабное геологическое картографирование территории г. Москвы», и показало, что они распределены в пространстве не случайным образом, а располагаются «кучно», формируя хорошо выраженные области сгущения. Выборочные повторные измерения ППР на аномальных участках свидетельствуют об устойчивости или, по крайней мере, периодической повторяемости аномалий ППР на данных участках во времени.

Проведенные исследования показали, что аномальные потоки радона не связаны ни с возможными локальными очагами радиоактивного загрязнения грунтов, ни с техногенным фактором (вибрационные воздействия, перекопанные грунты, теплотрассы, линии метро, подземные сооружения и т.п.), ни с развитием экзогенных геологических процессов (карстовые, суффозионные, оползневые). Учитывая, что содержание радия в грунтах на исследованных аномальных участках составляет 5-50 Бк/кг, можно сделать вывод, что указанные аномалии не

связаны с повышенной удельной активностью радия в грунтах. Все это позволяет предположить, что зоны сгущения аномальных значений ППР отражают некоторые другие условия. В качестве таковых мы рассматриваем неотектоническую (а точнее, ныне активную) структуру и геодинамические условия её развития, то есть, эндогенный фактор.

Анализ с привлечением Структурно-геоморфологической карты Москвы, показывает, что данные области можно считать пространственно тяготеющими к структурообразующим линеаментам, выделяемым на территории по комплексу структурно-геоморфологических и геолого-геофизических признаков. На рисунке 58 приведена Карта пространственного распределения аномалий ППР на территории Москвы со структурно-геоморфологической основой. Наибольшая плотность сгущения аномалий ППР проявляется в юго-западной и южной части города, где первостепенным структурным элементом является поднятие Теплостанской возвышенности [Москва... 1997]. Наиболее представительные и протяженные зоны сгущения аномалий ППР обрамляют эту возвышенность с северо-запада, северо-востока и с востока. Так, хорошо выраженная линейная зона сгущения аномалий ППР выделяется вдоль северо-западной окраины Теплостанского поднятия, приуроченная к Сетуньско-Раменской депрессионной линеаментной зоне ВСВ-ЗЮЗ простирания. Эта зона разделяет собственно Теплостанскую возвышенность и ее более опущенное северное крыло (Кунцевскую возвышенность). В этой зоне ярко выражена система линеаментов такого же простирания, что позволяет предполагать повышенную активность происходящих здесь деформационных процессов и аномальное напряжённо-деформированное состояние геологической среды, внешне, может быть, не видимых или, по крайней мере, малозаметных при существующих градиентах тектонических структур [Макаров 2007; 2008].

Эта зона может интерпретироваться как геодинамически активная [Макаров и др., 2007; Макаров 2010], и проявление аномальных значений ППР в пределах данной структуры можно считать неслучайным. Некоторое сгущение аномалий ППР наблюдается вдоль восточной периферии Теплостанского поднятия в пределах Царицынской депрессии, разделяющей собственно Теплостанскую возвышенность и ее более опущенное, юго-восточное Орехово-Борисовское крыло. Кроме того, аномалии трассируют эрозионную ступень Теплостанской возвышенности, обращенную к Москворецко-Рязанскому линеаменту. Зоны сгущения аномалий ППР приурочены также непосредственно к сочленению Теплостанской возвышенности и Московско-Рязанского тектонического линеамента, протягивающегося от Москвы далеко на юго-восток вдоль долин рек Москвы и Оки через район Рязани [Юдахин и др., 2003]. В Московском регионе эта линейная зона разделяет крупные региональные

структуры – Наро-Фоминское поднятие, к которому относится Теплостанская возвышенность, и Мещерскую низменность, простирающуюся далеко на восток.

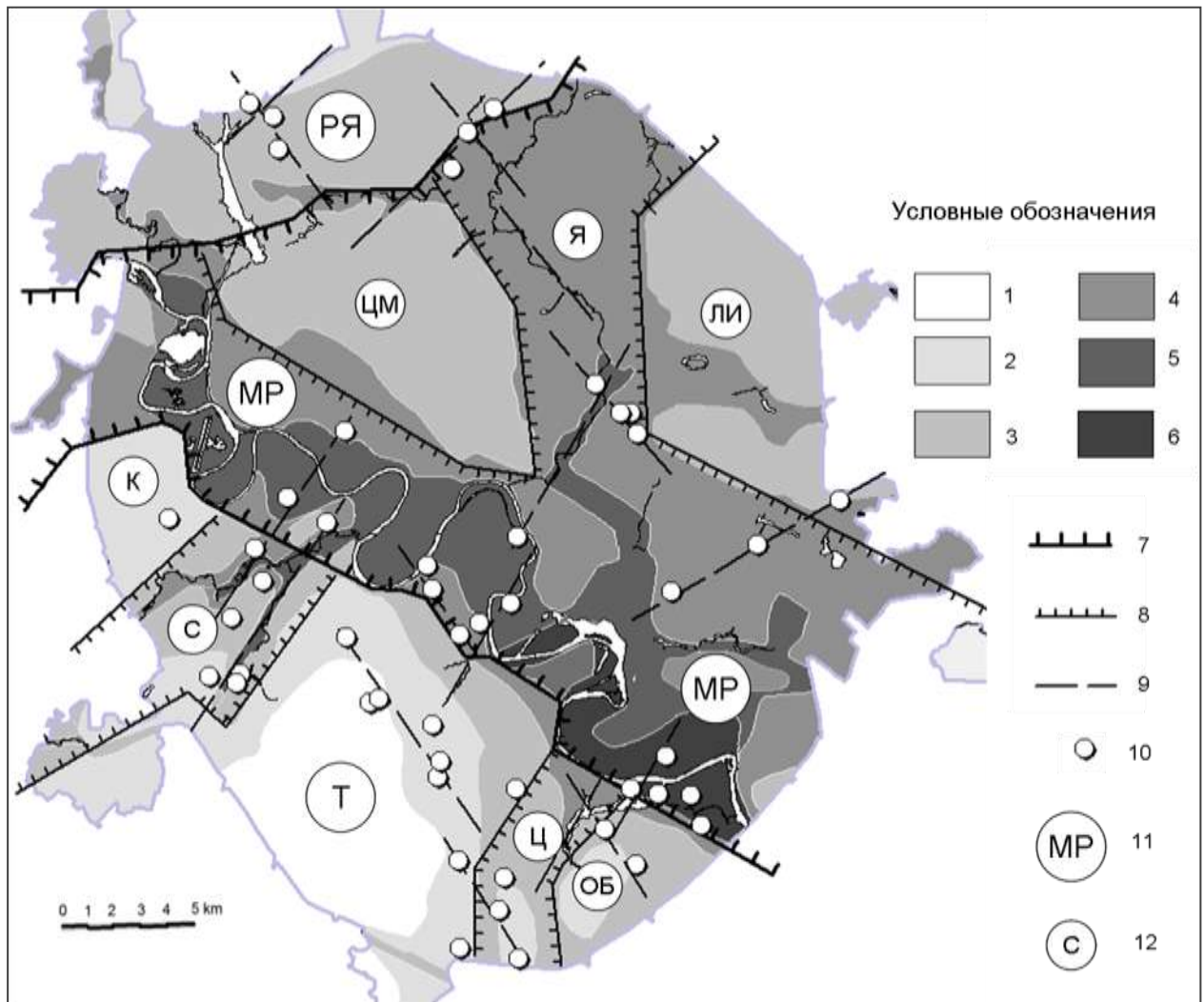


Рисунок 58. Карта пространственного распределения аномалий ППР на территории Москвы со структурно-геоморфологической основой. Обобщенные абсолютные высоты возвышенностей (1-3) и низин (4-6): 1- выше 200 м, 2- 180-200 м, 3- 160-180 м; 4- 140-160 м, 5- 120-140 м, 6- ниже 120 м; 7 – границы между структурами I-го порядка; 8 – границы между структурами II-го порядка; 9 – линеаменты, пространственно совпадающие с аномалиями ППР; 10 – участки с аномальными значениями ППР; 11 – структуры I-го порядка: МР – Москворецко-Рязанская депрессионная линеаментная зона, РЯ – Рублевско-Верхнеязузская ступень, Т – Теплостанская возвышенность; 12 – структуры II-го порядка (возвышенности: ЦМ – Центрально-Московская, ЛИ – Лосиноостровско-Измайловская, К – Кунцевская, ОБ – Орехово-Борисовская; депрессионные зоны: С – Сетуньская, Я – Яузская, Ц – Царицынская).

Зона характеризуется сдвиговыми напряжениями и слабыми деформациями, которые зафиксированы методами спутниковой геодезии [Макаров и др., 2010]. Исследованиями А.Л. Дорожки эта зона охарактеризована как геодинамически активная [Дорожка 2014]. Таким образом, в южной части города аномалии ППР приурочены, так или иначе, к периферии Теплостанского поднятия и Москворецкой линеаментной геодинамически активной зоне.

В северной части города аномалии ППР проявлены значительно слабее. В общем можно считать, что радоновые аномалии в северной части города присущи участкам, которые характеризуются пересечением разнонаправленных (СЗ-ЮВ и ВСВ-ЗЮЗ) линейных элементов новейшей структуры (см. рис. 58).

Анализ пространственного распределения аномалий ППР показывает, что выявленные аномалии расположены в целом согласно с новейшей или современной структурой региона, связь же с более древними структурными планами территории (палеозойским, мезозойским и, тем более, докембрийским) отсутствует. Отсутствуют и какие-либо основания для увязывания этих аномалий с разломами в древнем фундаменте (например, Павлово-Посадским разломом), имеющих в данном регионе субширотное простирание. Вообще, субширотно или субмеридионально вытянутые зоны сгущения аномалий ППР на исследуемой территории практически отсутствуют. Все выявленные зоны имеют ЮВ-СЗ и ЮЗ-СВ простирание и совпадают со структурными границами и линеаментами имеющими диагональную ориентировку. Последнее указывает на возможную связь этих аномалий с регматической сетью линеаменов, отражающих разноориентированные зоны планетарной трещиноватости, что хорошо согласуется с установленной ранее высокой степенью чувствительности радонового поля к изменению ротационного режима Земли (см. гл. 3). Важно, что для формирования радоновых аномалий требуется наличие современных, ныне действующих сил, обуславливающих не просто современные, а сиюминутные деформации массива, происходящие непосредственно в момент проведения измерений ППР на участке.

В этом смысле, постоянно действующие ротационные силы наиболее подходят для подобной роли. Тем более что нет никаких оснований предполагать в пределах исследуемой территории наличие столь значительных концентраций тектонических напряжений [Юдахин и др., 2003; Макаров 2010]. Вместе с тем, пространственная приуроченность выявленных аномальных зон к основным структурообразующим элементам (Теплостанская возвышенность, Москворецко-Рязанский линеамент), свидетельствует о наложении ротационного фактора и структурно-геодинамического силового поля эндогенной природы.

В зонах пониженной устойчивости и повышенной трещиноватости геологической среды, обусловленной структурно-геодинамическим фактором, деформации ротационного генезиса

могут проявляться значительно интенсивнее, и распространяться на большую глубину, чем в условиях ненарушенного массива, что и является, скорее всего, причиной аномальных потоков радона.

Следует отметить, что существование аномальных колебательных деформаций ротагенной природы в пределах геодинамических зон, и связанных с ними эманационных аномалий, было экспериментально установлено Е.И. Селюковым и Ю.С. Рябоштаном в пределах Донецкого угольного бассейна [Селюков, Стигнеева 2010]. Таким образом, полученные результаты позволяют предположить, что выявленные аномалии ППР связаны с аномальными по интенсивности и амплитуде деформациями массива грунтов, осуществляющихся в местах, где регматическая планетарная трещиноватость предопределяет, направляет развитие, или наоборот, использует неоднородности и ослабленные зоны структурно-тектонического генезиса.

Подчеркнем, что полученные данные по пространственному распределению повышенных значений ППР в пределах г. Москвы хорошо согласуются с результатами, полученными другими авторами. Так по результатам исследований объемной активности радона в подпочвенном воздухе и в подвалах зданий на юго-западе Москвы (р-н Чертаново) [Макаров и др., 2003], были установлены аномальные значения ОА радона в подпочвенном воздухе, пространственно совпадающие с геодинамически активными зонами, прослеживающимися в этом районе. Интересно, что расположение аномалий ОА радона выявленных в работе [Макаров и др., 2003] во многом совпадает с установленными нами аномалиями ППР.

Кроме того, независимо от автора данной работы и друг от друга картирование результатов измерений ППР на территории Москвы с привязкой к Структурно-геоморфологической карте проводилось А.Л. Дорожко [2005, 2010], а также Е.И. Селюковым и Л.Т. Стигнеевой [2010]. Интересно, что все три независимых исследования, основанные на разных предпосылках, различных методах картирования, и на независимых массивах данных, дали схожие результаты. Причем, зоны повышенных значений ППР, выявленные в перечисленных работах, также связаны в основном с обрамлением Теплостанской возвышенности, Москворецкой флексурно-разрывной зоной и Сетуньской зоной трещиноватости. Две последние зоны также хорошо выделяются и по результатам эманационных и радиометрических съемок на территории Москвы, представленным в работе [Рудаков 2009], хотя следует оговориться, что интерпретация структурно-тектонического строения Москвы, данная В.П. Рудаковым [2009] на основе практически только эманационных измерений, без привлечения геологической, структурно-геоморфологической и др. информации, является весьма спорной.

Таким образом, пространственное расположение выделенных в ходе проведенных исследований участков с аномальным радоновым полем (зоны сгущения аномалий ППР) и их связь с геодинамически активными зонами, выделяемыми на территории города, подтверждаются независимыми исследованиями разных авторов.

Анализ временных закономерностей проявления аномалий ППР на исследуемой территории показывает, что данные аномалии встречаются в любое время года, при самых разнообразных метеорологических условиях. В том числе, весной в условиях повышенного увлажнения грунтов, когда поток радона с поверхности грунтов в целом, как правило, минимален.

Вместе с тем, достаточно четко выделяются периоды частого проявления аномалий, сменяющиеся промежутками времени в которых аномалий не встречается вовсе, причем максимумы частоты проявления аномалий ППР повторяются с периодом примерно 14-16 месяцев. Строго говоря, на основе имеющихся данных мы не можем четко судить о характере временных вариаций аномалий ППР, т.к. специальных режимных наблюдений на аномальных участках не проводилось, аномалии регистрировались, как правило, случайно. Однако, учитывая, что территория города была охвачена достаточно густой сетью измерений, проводившихся каждый день по совершенно случайной схеме, можно сказать, что вся территория города была некоторым аналогом режимного полигона. По крайней мере, очевидно, что в случае отсутствия каких-либо особенностей проявления аномалий ППР во времени, их временное распределение было бы совершенно случайным и, скорее всего, однородным. Проявление же четкой ритмичности, свидетельствует о существовании некоторого природного процесса, вызывающего эту ритмичность. Этот достаточно четкий ритм проявления аномалий ППР связан, по нашему мнению, с неравномерностью режима вращения Земли. Анализ литературы, посвященной периодичности различных процессов на Земле, показал, что среди всего многообразия природных процессов четко выраженный ритм с периодом около 14-16 месяцев характерен для движения оси вращения в теле Земли (нутаии оси вращения), приводящего к периодическим изменениям координат географического полюса и изменениям широт. Данная периодичность определяется воздействием возмущений от Солнца на орбитальное движение, как Луны, так и Земли, происходящих вокруг центра масс системы Земля-Луна (барицентра). Причем, по мнению Ю.Н. Авсюка [1996], ось вращения Земли может изменять свое положение в теле Земли вследствие перераспределения масс в теле планеты вследствие вынужденных движений внутреннего ядра [Авсюк 2005; Авсюк и др., 2005; Avsyuk, Suvorova 2006; Авсюк, Суворова 2006]. Этим также может объясняться установленная связь между периодами нутаии земной оси и сейсмической активностью на планете [Авсюк 1996].

Следует отметить, что наличие определенной связи с сейсмической активностью известно и для радонового поля. Исследования радона как предвестника землетрясений ведутся уже многие десятилетия. Так, нами было зафиксировано совпадение во времени аномалий ППР в Москве с серией мощных подземных толчков в Индийском океане, произошедших в конце декабря 2004 года. В период с 24 по 31 декабря 2004 года аномальные значения ППР были зарегистрированы сразу на 4 участках, что не могло не вызвать интереса. Из литературы давно известны факты, свидетельствующие о реакции радонового поля в пределах геодинамически активных зон и зон тектонических разломов на подготовку и реализацию крайне удаленные сейсмических событий. Так, в пределах Москвы и Московской области была зафиксирована реакция радонового поля на подготовку или реализацию землетрясений, происходивших в Италии (апрель 2009 г.) [Белецкая и др., 2010], на Алтае (сентябрь 2003 г.), в Индийском океане (декабрь 2004 г.) [Рудаков 2009] и даже в Мексике (сентябрь 1985 г.) [Табет Салем 2008].

В этой связи было проведено сопоставление временного распределения аномалий ППР, зафиксированных в Москве за период с 2002 по 2008 год с нутацией оси вращения Земли, а именно изменением координаты полюса x (X -pole). Кроме того, эти показатели были сопоставлены с датами сильных землетрясений с магнитудой 7 и более, произошедших на Земном шаре в указанный период. Данные по нутации земной оси были взяты с официального сайта Международной службы земного вращения и референтных систем (International Earth Rotation and Reference Systems Service) [<http://www.iers.org>]. Сведения о землетрясениях взяты из поискового каталога Расширенной национальной сейсмической системы США (ANSS Catalog Search) с сайта [<http://www.ncedc.org/anss/catalog-search.html>], а также по данным Геофизической службы РАН [<http://www.ceme.gsras.ru>]. Результаты приведены на рисунке 59.

Как видно из рисунка, временные периоды проявления аномалий ППР нельзя считать случайными. Проявление аномалий ППР в целом совпадает с периодами нутации оси вращения Земли, а также с периодами реализации наиболее сильных землетрясений (с магнитудой 7 и выше) на планете. Причем, эпицентры этих землетрясений расположены на расстоянии многих тысяч километров от исследуемой территории. Точное совпадение во времени аномалий ППР с удаленными сейсмическими событиями (до дней, как в случае с землетрясением в Индийском океане в декабре 2004 года) регистрируется редко, однако периоды проявления этих событий можно считать совпадающими в пределах месяцев. С некоторой осторожностью, можно говорить даже о существовании некоторой связи между амплитудой аномалий ППР и магнитудой наиболее сильных землетрясений. Так, время регистрации потоков радона более $3000 \text{ мБк/м}^2\text{с}$ в целом, (в пределах нескольких месяцев), совпадает во времени с реализацией землетрясений с магнитудой более 8.

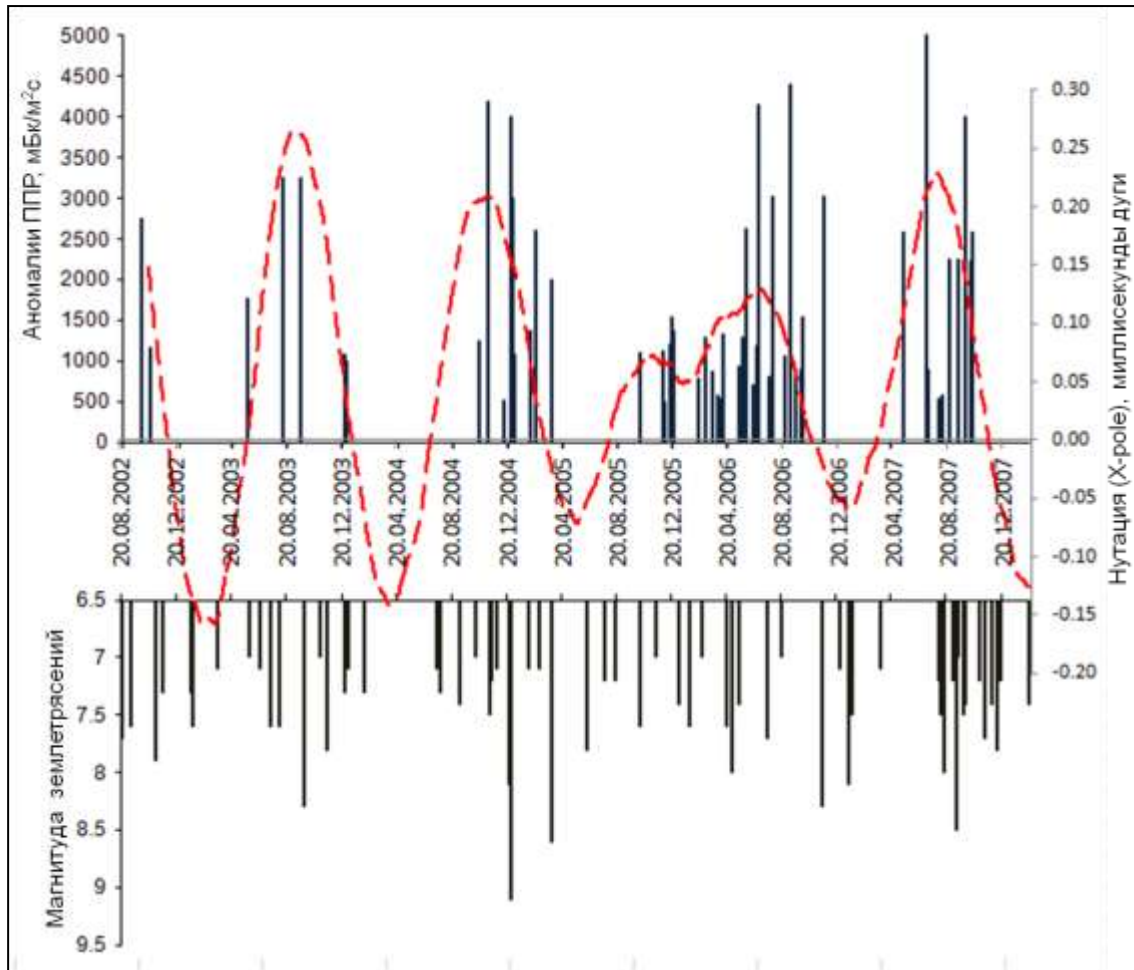


Рисунок 59. Сопоставление временного распределения аномалий ППР на территории Москвы (верхний график), землетрясений с магнитудой $M > 7$ в целом по земному шару (нижний график), и нутации земной оси – изменения координаты полюса x_p – (пунктирная линия) в период с 2002 по 2008 год.

Разумеется, делать строгие выводы о существовании подобной прямой зависимости рано. Возможно, сейсмические волны от этих отдаленных землетрясений, достигая территории Москвы, вызывают в зонах повышенных тектонических напряжений аномальные деформации массива, что и является причиной аномалий ППР. С другой стороны, учитывая не строгое совпадение этих событий во времени, и тот факт, что радоновое поле реагирует не только на реализацию, но и на подготовку крупных отдаленных землетрясений [Табет Салем 2008; Рудаков 2009], можно предположить существование глобальных периодов «возмущенного» напряженно-деформируемого состояния планеты, связанных с режимом ее вращения (перемещениями твердого ядра Земли, приливными эффектами). В эти периоды, совпадающие с

периодами нутации земной оси, в зонах повышенного тектонического напряжения реализуются деформации (разгрузка напряжений).

В сейсмически активных областях эти процессы проявляются в зонах разломов в виде землетрясений, в том числе, сильных. В пределах же платформенных территорий, где тектонические напряжения на порядки слабее, их разгрузка реализуется в геодинамически активных зонах в виде относительно слабых деформаций грунтовых массивов, вызывающих, в том числе, аномалии плотности потока радона с поверхности грунта. Однако приведенные выше соображения пока носят характер гипотез и требуют детальных и серьезных дальнейших исследований, выходящих за рамки данной диссертации.

В рамках данной работы не ставится задача объяснения описанных выше взаимосвязей. С точки зрения геоэкологических задач, связанных с проблемами оценки потенциальной радоноопасности территорий, решение проблемы генезиса радоновых аномалий не является первоочередной задачей. На данном этапе можно лишь сделать вывод, что выявленные аномалии ППР связаны некоторым (пока до конца не ясным) образом с ротационным режимом и сейсмической активностью планеты. То есть, анализ закономерностей пространственно-временного распределения аномалий ППР подтверждает предположение, что приуроченность этих аномалий к структурообразующим линеаментам, неслучайна и связана, скорее всего, с реализацией аномальных деформаций в ослабленных зонах земной коры в связи с воздействием на массив дополнительных напряжений ротационного генезиса.

5.4 Изучение механизмов формирования аномальных потоков радона в платформенных условиях

Как было указано выше, в литературе распространено мнение о глубинном происхождении аномалий приповерхностного радонового поля или, по крайней мере, о непосредственной их связи с вариациями глубинных флюидных потоков. В ряде работ в пределах платформенных регионов предполагается существование «флюидодинамических» зон, которые «в условиях геоструктурных образований платформенных областей аналогичны наблюдающимся в сейсмоактивных регионах», и в пределах которых происходит разгрузка глубинных газовых потоков на дневную поверхность [Рудаков, 2009] (см. главу 1). То есть возникает вопрос о глубинности формирования выявленных радоновых аномалий.

Для оценки глубины формирования аномальных потоков радона, был применен радий-свинцовый изотопный геохимический метод, суть которого подробно описана в главе 4. На двух участках, характеризующихся аномальными значениями ППР, были отобраны пробы

грунта с глубин от 1 до 20 м, и определено отношение удельных активностей $^{226}\text{Ra}/^{210}\text{Pb}$ в грунтах. Результаты исследований приведены в таблице 21. Как видно из таблицы, на исследуемых участках, на глубине до 5 м, в грунтах присутствует избыточный ^{210}Pb , удельная активность которого по мере приближения к поверхности земли возрастает. Этот факт объясняется выносом радона из грунтов в атмосферу за счет процессов конвективно-диффузионного газообмена между почвенным и атмосферным воздухом, в результате чего в верхней части разреза формируется устойчивый поток радона. Вместе с тем, на глубинах 8 м и более, между ^{210}Pb и ^{226}Ra сохраняется вековое радиоактивное равновесие ($^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra} \approx 1$), что свидетельствует о закрытости системы, т.е. об отсутствии на этих глубинах конвективного переноса радона, и, соответственно, об отсутствии гипотетического глубинного потока «геогаза». В случае существования подобных потоков в грунтах происходило бы накопление избыточного ^{210}Pb , «неподкрепленного» радием, однако этого в реальности не наблюдается.

Таким образом, в пределах участков с аномалиями ППР, вынос радона осуществляется в целом с большей глубины, чем в условиях фоновых потоков радона, причем существенный вклад, судя по всему, вносит конвективный перенос радона. Однако глубина конвективного выноса радона к поверхности не превышает 5-8 м, глубже конвективный перенос радона, а, следовательно, и вообще геогаза, отсутствует. То есть, рассматриваемые аномалии ППР не являются результатом глобальной дегазации земной коры, и не связаны с флюидодинамическими зонами разгрузки глубинных газов. Аномальные значения ППР формируются, скорее всего, за счет существенно более интенсивного, чем в фоновых условиях газообмена между грунтом и атмосферой, о чем свидетельствуют также высокие значения удельной активности избыточного свинца ($^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$) в приповерхностных грунтах на исследуемых участках.

Приблизительно оценить скорость конвективного переноса радона в верхней части массива можно на основе модели переноса радона в пористой среде, описанной в Главе 4. Варьируя параметрами переноса радона в массиве – величиной скорости конвективного переноса радона v и эффективным коэффициентом диффузии радона в среде D можно подобрать такие их значения, которые обеспечивали бы расчетную величину плотности потока радона с поверхности в 1000 и более мБк/м²с. Очевидно, что это очень грубая оценка, т.к. модели стационарного диффузионно-конвективного переноса радона, строго говоря, не могут быть применены для расчета параметров таких импульсных явлений, как формирование «факельных выбросов» радона. Вместе с тем, результаты этой грубой оценки показывают, что за счет только диффузионного выноса радона из массива подобные аномальные потоки радона сформироваться не могут. Совершенно очевидно основной механизм переноса – конвективный.

Таблица 21. Удельная активность ^{210}Pb и ^{226}Ra и их отношение в пробах грунта

Место отбора	Глубина отбора, м	Состав грунтов	ППР на участке: средн. (мин-макс), мБк/м ² с	Удельная активность радионуклидов А, Бк/кг			$^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$
				^{210}Pb	^{226}Ra	$\frac{^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}}{(^{210}\text{Pb} - ^{226}\text{Ra})}$	
Юрловский пр-д, 12 а	2,0-2,2	глина	272 (22-4200)	98,5 ± 6,0	43,0 ± 6,5	55,0 ± 12,5	2,29 ± 0,45
	8,0-8,5	суглинок		35,2 ± 2,3	34,0 ± 3,1	< 6,6	1,03 ± 0,19
	18,0-18,2	суглинок		29,0 ± 1,9	28,2 ± 2,8	< 5,5	1,03 ± 0,25
Ломоносовский пр-т	2,8-3,1	суглинок	125 (8-1101)	55,0±4,5	35,0±3,2	20,0±8,0	1,6±0,3
	4,5-5,0	суглинок		30,2 ± 2,0	25,0 ± 2,7	5,2 ± 4,7	1,21 ± 0,20
	8,0-8,5	суглинок		30,0±2,5	31,0±2,2	<4,0	0,97±0,4

Расчеты показывают, что плотность потока радона может достигать аномальных значений при скорости конвективного переноса v не менее 4-5 м/сут, что в принципе является вполне вероятной величиной.

Тот факт, что аномальный конвективный газоперенос (газообмен с атмосферой) существует в вязко-пластичных глинистых отложениях, и при этом не ослабевает в течение относительно длительного времени (достаточного для накопления в грунтах избыточного ^{210}Pb), заставляет предполагать, что грунты в этих зонах постоянно или периодически находятся в аномальном напряженно-деформированном состоянии, что обеспечивает их повышенную проницаемость, и способствует «выталкиванию» радона к поверхности. В противном случае, однократно образовавшиеся по каким-либо причинам нарушения были бы «залечены» за счет восстановления структурных связей в глинистом материале за короткое время. То есть участки с аномальными значениями ППР можно рассматривать как зоны современных деформаций грунтового массива, причем активность этих деформаций сохраняется (или периодически возобновляется), по крайней мере, в течение последних 80-100 лет (время жизни ^{210}Pb).

Для изучения возможных причин формирования аномалий ППР в геодинамически активных зонах платформ были проведены детальные полевые исследования на Навашинском геодинамическом полигоне, расположенном в районе дер. Чудь, на правом берегу р. Оки. Исследования включали комплекс эманационных измерений (ОА радона в грунтовой атмосфере, ППР с поверхности грунта), водородную съемку (определение концентрации H_2 в почве на глубине 0,2 м), а также отбор проб и измерение удельной активности ^{226}Ra и ^{210}Pb .

Исследуемая территория характеризуется интенсивным развитием экзогенных процессов (карст, оврагообразование, оползни) и наличием хорошо выраженных линеаментных зон, которые по комплексу структурно-геоморфологических признаков следует считать геодинамически активными зонами (рис. 60). Изучение структурно-геоморфологического строения территории проводилось сотрудниками лаборатории эндогенной геодинамики и неотектоники Института геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН и кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. По профилям, проложенным вкост выделенных линеаментных зон, измерялись значения плотности потока радона с поверхности грунта, объемная активность радона в поровом воздухе на глубине 0,8 м, и концентрация свободного водорода на глубине 0,1-0,2 м (применялся портативный газоанализатор водорода ВГ-3).

По результатам исследований контрастная эманационная аномалия была выявлена в области сочленения (пересечения) крупной региональной Окской геодинамически активной зоны с менее масштабной линеаментной Монаковской зоной (Профиль А на рис. 60). В районе

выявленной эманационной аномалии наблюдается разгрузка подземных вод. В местах разгрузки подземных вод выходящие здесь на поверхность уржумские красные глины (верхняя пермь), имеющие буро-красную окраску, меняют цвет на светло-серый, что свидетельствует о восстановительной обстановке. Кроме того, качественно была отмечена разгрузка сероводорода (резкий запах). Все это свидетельствует о разгрузке в данном месте карстово-трещинных вод из закарстованных сульфатных отложений (преимущественно гипсов) пермского возраста, залегающих здесь на глубине 20-40 м. В ландшафте указанная зона выражена в изменении профиля склона долины р. Оки, смене растительности. Схема эманационного профиля «А» и результаты исследований приведены на рисунках 61 и 62 соответственно. Исследования, проводимые на полигоне с осени 2011 года, свидетельствуют о существовании в данном месте устойчивой во времени аномалии плотности потока радона, повторяющейся в ходе осенних и весенних повторных измерений 2011-2013 годов.

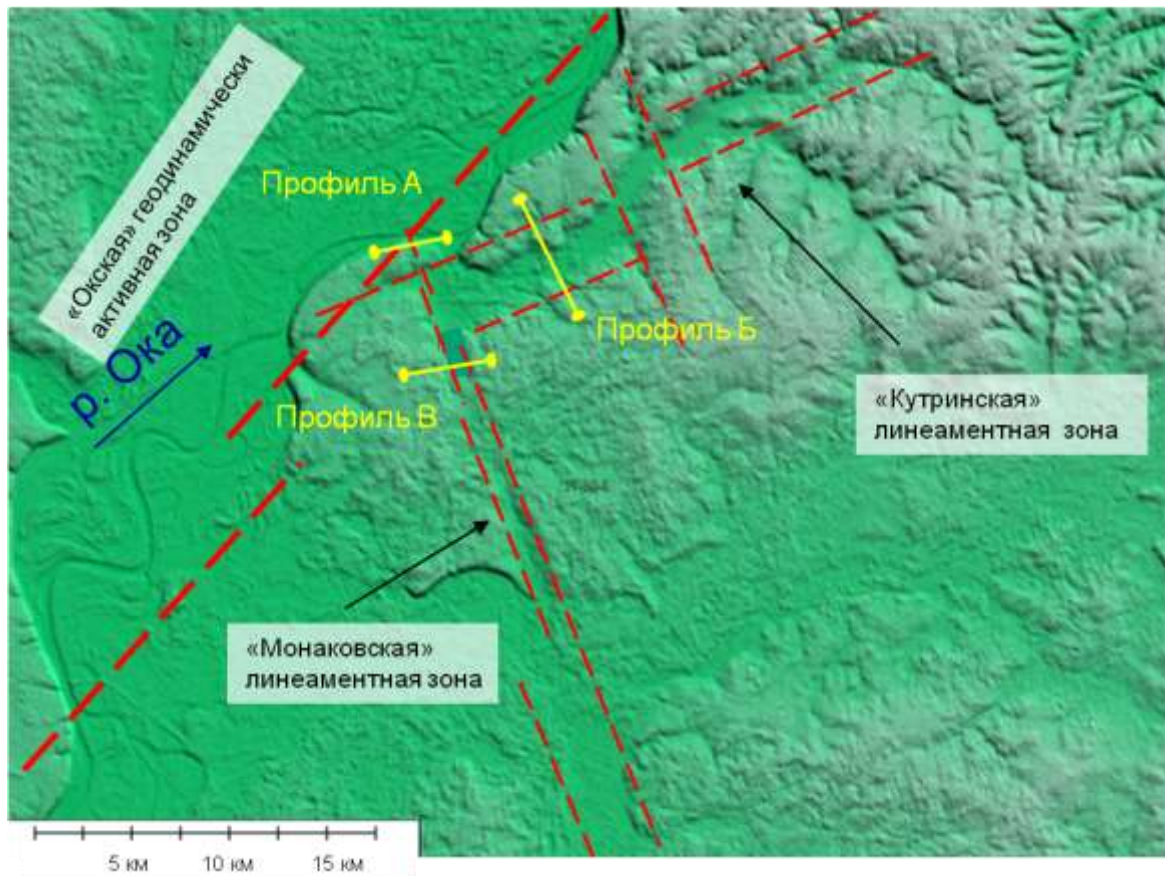


Рисунок 60. Общая схема Навашинского геодинамического полигона (на основе цифровой модели рельефа): красный пунктир – линеаменты; желтые сплошные линии – эманационные профили.

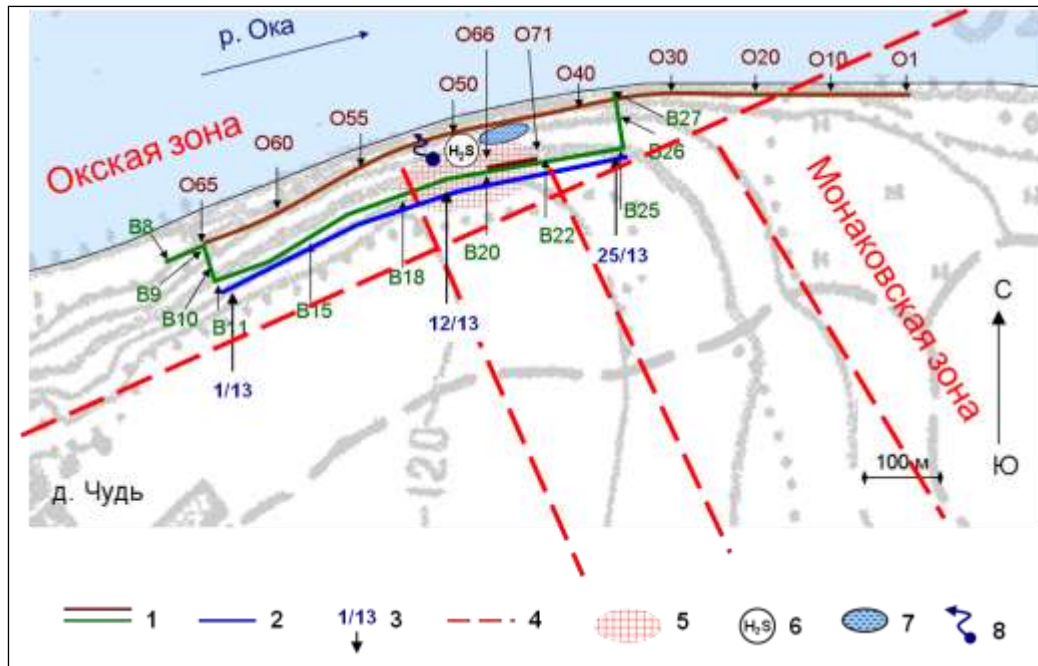


Рисунок 61. Схема эманационного профиля «А» (рис. 60): 1, 2 – профили измерения ППР, ОА и H₂, 3 – точки измерения и их номера; 4 – линеаменты; 5 – область газовой аномалии; 6 – разгрузка сероводорода; 7 – места разгрузки грунтовых вод; 8 – разгрузка карстово-трещинных вод.

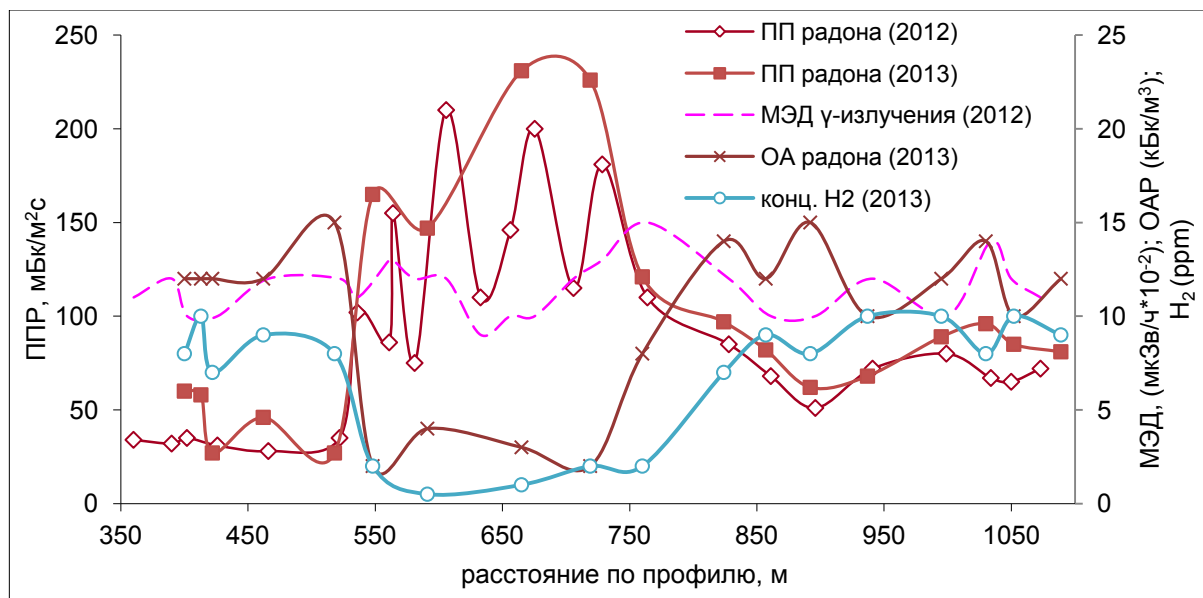


Рисунок 62. Результаты измерения ППР, а также мощности эквивалентной дозы (МЭД) гамма-излучения, ОА радона и концентрации свободного водорода (H₂) по профилю «А».

Измерения плотности потока радона были дополнены измерениями объемной активности радона на глубине 0,8 м и концентрации водорода на глубине 0,1-0,2 м. Результаты представлены на рисунке 62. Результаты исследований позволяют четко выделить зону, шириной около 200-250 м, в пределах которой наблюдаются аномально высокие значения ППР и, в тоже время, аномально низкие значения объемной активности радона и концентрации водорода в почвенном воздухе (пикеты 550-850 на профиле рис. 62). Полученные результаты позволяют сделать вывод, что выявленная аномалия ППР связана с повышенной проницаемостью приповерхностной толщи грунтов, в результате чего грунтовые газы, в том числе, радон интенсивно выносятся в атмосферу. Это, судя по всему, и является причиной повышенных значений плотности потока радона и пониженных концентраций радона и водорода в приповерхностной толще. Очевидно, что в случае, если бы аномалия ППР была бы обусловлена потоком геогаза из недр, то положительной аномалии ППР соответствовала бы положительная же аномалия ОА радона и водорода.

Результаты исследований с применением радий-свинцового изотопного метода, как на данном профиле, так и на других участках Навашинского полигона, показывают наличие радиоактивного равновесия между ^{226}Ra и ^{210}Pb , и отсутствие избыточного ^{210}Pb на глубинах более 2 метров. Таким образом, полученные данные свидетельствуют о формировании указанной аномалии ППР за счет интенсивного выноса радона из приповерхностного «активного» слоя.

На основании проведенных исследований удалось определить свойства, или основные характерные особенности проявления аномалий ППР (а, следовательно, и деформаций их вызывающих). Указанные аномалии:

- 1) высокоамплитудны (на один-два порядка превышают фон);
- 2) обладают ярко выраженной пространственно-временной дискретностью (короткопериодичны, пространственно локализованы);
- 3) носят пульсационный характер проявления во времени;
- 4) обладают резко нелинейным откликом на слабые воздействия (в том числе весьма отдаленные землетрясения);
- 5) приурочены к неотектоническим структурам и линеamentным зонам, которые могут рассматриваться как геодинамически активные зоны;
- 6) формируются в самой приповерхностной части разреза и, возможно, связаны с обстановкой растяжения (см. гл. 3);
- 7) наконец, эти аномалии связаны некоторым образом (пока до конца не ясным) с ротационным режимом и сейсмической активностью планеты.

Интересно, что перечисленные особенности формирования радоновых аномалий удивительным образом совпадают с характеристиками такого явления как «суперинтенсивные» современные движения (деформации) земной поверхности, выявленные Ю.О. Кузьминым в ходе высокоточных геодезических измерений [Кузьмин 2009]. Суперинтенсивные движения представляют собой локальные колебательные вертикальные подвижки (просадки) земной поверхности с амплитудой порядка 50-70 мм/год (при фоновых 3-5 мм/год, обычных для платформ), и регистрируются высокоточным повторным нивелированием как в горных, так и в платформенных регионах. Как показано в работах [Кузьмин 1999, 2002, 2004, 2009], суперинтенсивные деформации регистрируются высокоточными геодезическими методами в зонах разломов и в геодинамически активных зонах платформ, причем интенсивность деформационного процесса в платформенных асейсмичных регионах выше, чем в сейсмоактивных. Локальные просадки земной поверхности (γ -аномалии) по мнению Ю.О. Кузьмина [1999, 2004, 2009], являются довольно распространенным явлением, характерным, в том числе, и для территории Москвы, однако они могут быть выявлены только высокоточными геодезическими методами с повышенной пространственно-временной детальностью. То же самое можно сказать и об аномалиях ППР (только методы не геодезические, а радиометрические).

Важно, что указанные деформации обладают знакопеременной и пульсационной направленностью (повторяются в одном и том же месте в разные интервалы времени), и для них характерна существенная нелинейность, выраженная в неадекватно больших деформационных откликах на малые воздействия (выпадения атмосферных осадков, слабые техногенные воздействия, отдаленные землетрясения и т.д.). Как полагает Ю.О. Кузьмин [2002; 2004], при формировании просадок реализуется механизм параметрического возбуждения (индуцирования) аномальных деформаций в геодинамически активной зоне, когда в качестве источников «суперинтенсивных» деформаций выступает не внешнее (региональное, локальное) силовое поле напряжений, а процессы, протекающие в самой зоне – изменения параметров среды (модуля жесткости, коэффициента трения и т.п.), возникающие внутри зоны под влиянием крайне малых внешних воздействий. В монографии [Кузьмин 1999] показано, что на территории Москвы суперинтенсивные деформации земной поверхности зафиксированы, например, при строительстве станции метро «Боровицкая». Указанное выше сходство особенностей проявления «суперинтенсивных» деформаций земной поверхности и аномалий ППР, позволяет предполагать, что именно этот тип деформаций ответственен за формирование выявленных аномалий плотности потока радона с поверхности грунта. Возможно, именно эти

деформационные процессы отражаются в радоновом поле и приводят к формированию «факельных выбросов» радона.

Таким образом, поле плотности потока радона платформенных территорий обладает дискретной пространственной структурой и подразделяется на фоновую и аномальную составляющие. Пространственное распределение фонового радонового поля напрямую связано с содержанием радия в приповерхностных грунтах, что свидетельствует о формировании фоновых полей за счет выноса радона из приповерхностной толщи грунтов. Радоновые аномалии не случайны, они формируются в геодинамически активных зонах, и связаны с деформациями приповерхностной толщи грунтов в определенные периоды, характеризующиеся повышенной сейсмической активностью на планете. Вероятно, аномалии ППР напрямую связаны с «суперинтенсивными» движениями земной поверхности. Учитывая крайне высокие значения потоков радона в пределах аномальных участков и их устойчивость во времени и пространстве, зоны аномальных радоновых полей следует считать наиболее важным фактором, обуславливающим радоноопасность территорий.

6. ПРИНЦИПЫ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РАДОНООПАСНОСТИ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ

6.1 Радоновый риск и радоноопасность. Основные понятия

Одним из важнейших практических приложений результатов исследований, представленных в предшествующих главах, является возможность их использования для совершенствования методов определения потенциальной радоноопасности при выборе участков под строительство зданий.

Но, прежде всего, следует уточнить наше понимание термина «потенциальная радоноопасность». Дело в том, в иностранных и, в меньшей степени, в отечественных публикациях это понятие, так же как «радоновый риск», «радоновая опасность» трактуется довольно широко. В иностранной литературе более широко используется термин «радоновый риск». Причем под этим термином часто понимается как собственно риск, т.е. вероятность возникновения дополнительных заболеваний или преждевременной смерти в связи с облучением радоном (в рамках более широкого понятия «радиационный риск») [ICRP 2010], так и вероятность повышенных концентраций радона в помещениях, и даже вероятность повышенных концентраций радона в геологической среде. Например, публикация, посвященная оценке уровней подпочвенного радона на площадках строительства в Чешской республике, озаглавлена “The new method for assessing the *radon risk* of building sites” (Новый метод оценки *радонового риска* в местах застройки) [Neznal et al., 2004; Нежнал и др., 2009]. Вообще в англоязычной литературе, посвященной проблеме радона, понятия «*risk*» и «*hazard*» («риск» и «опасность») часто используются практически как синонимы, или, по крайней мере, как весьма близкие по значению слова. Причем, когда речь идет о какой-либо количественной оценке то, как правило, используют понятие “*risk*”, в то время как “*hazard*” относится скорее к эмоциональной стороне восприятия действительности. В целом англоязычной литературе наиболее распространено словосочетание “*radon risk*”, в то время как “*radon hazard*” используется крайне редко. В качестве относительно редкого примера можно привести Карту радонового потенциала Канады (Radon Potential Map of Canada) в которой выделяются зоны «относительной радоновой опасности» (“*relative radon hazard zones*”) [Radon... 2011].

В нашей стране, где отношение к терминам более осторожное (иногда излишне осторожное), словосочетание «радоновый риск» применяется значительно реже, и, как правило, в узком понимании – количество ожидаемых заболеваний раком легкого на 1000 человек при данной дозе облучения радоном. В отечественной системе радиационно-гигиенического

нормирования в части ограничения облучения населения природными источниками ионизирующих излучений, принято, что риск возникновения неблагоприятных эффектов за счет облучения радоном считается приемлемым при условии выполнения требований Норм радиационной безопасности (НРБ-99/2009): среднегодовой эквивалентной равновесной объемной активности (ЭРОА) радона в помещениях существующих (эксплуатируемых) не должна превышать 200 Бк/м^3 , а в проектируемых и вновь построенных - 100 Бк/м^3 [Нормы... 2009]. Это позволяет свести контроль риска к простой процедуре контроля ЭРОА радона в помещениях.

Оценку вероятности повышенных среднегодовых значений ЭРОА радона в зданиях, основанную на анализе косвенных признаков (повышенных концентраций радона в существующих зданиях, в подпочвенном воздухе, плотности потока радона из грунтов) в отечественной литературе традиционно называют оценкой *радоновой опасности*, или *радоноопасности*. Оценка радоноопасности, в отличие от риска, имеет качественный, категоричный характер (опасно – безопасно). Причем, несмотря на широкое использование данного понятия, какого-либо общепринятого определения радоноопасности до последнего времени не существовало. Только в 2013 году, впервые, определение этого понятия предложил Л.А. Гулябянц [2013; 2013а]: «радоноопасность – заключенная в объекте возможность нанесения ущерба здоровью человека вследствие избыточного воздействия радона на его организм». В данном определении под «объектом» понимается здание и его грунтовое основание, представляющие собой единую природно-техногенную систему.

С учетом требований НРБ-99/2009 можно сформулировать определение радоноопасности следующим образом: «*Радоноопасность* – это возможность возникновения или существующая ситуация, при которой среднегодовое значение ЭРОА радона в жилых, административных, производственных помещениях превышает установленные санитарно-гигиенические нормативные пределы». Это условие является прямым критерием оценки радоноопасности как существующих, так и проектируемых зданий. Измерение или оценка среднегодовых значений ЭРОА в помещениях представляет собой задачу, вполне решаемую в рамках широкой практики. Однако в случае проектирования новых зданий, определить среднегодовое значение ЭРОА радона в еще не построенном здании невозможно.

Таким образом, встает вопрос об обеспечении *радоноопасности* еще не построенных зданий. Очевидно, что данный вид опасности относится к техноприродным, то есть возникающим в результате взаимодействия человека с окружающей средой (длительного пребывания людей в ими же построенных замкнутых помещениях). То есть, радоноопасность определяется некоторыми свойствами геологической среды, являющейся основанием здания, а

также характеристиками проектируемых помещений, и в целом проектируемых зданий, в которых эти помещения расположены.

Очевидно, что оценка радоноопасности здания должна проводиться в процессе строительного проектирования с целью определения необходимости защиты от радона и, в случае необходимости, разработки проекта радонозащитных мероприятий, расчета параметров защиты. В данном случае решается задача количественного прогноза среднегодовой ЭРОА радона в жилых помещениях здания с учетом как скорости выделения радона из грунтов основания, так и характеристик самого здания, прежде всего, радоновыделения из строительных материалов, радонозащитных свойств подземных ограждающих конструкций (сопротивление радонопроницанию), а также режима вентиляции (кратности воздухообмена) помещений [Гулабянц 2013а, Гулабянц, Лифшиц 2014]. Прогноз должен осуществляться на основании проектных данных, при этом система основание – сооружение рассматривается как единое целое. На основе прогноза, в случае необходимости, проектируется оптимальная конструкция, предотвращающая поступление и накопление радона в здании. Как за рубежом, так и в России в настоящее время разрабатываются математические методы такого прогноза, пишется специальное программное обеспечение [Гулабянц, Лифшиц 2014], в нашей стране разработано Пособие по проектированию противорадоновой защиты жилых и общественных зданий [Гулабянц 2013а].

В указанном Пособии в основу прогноза положен ряд допущений и упрощений (исключительно диффузионный механизм переноса радона в грунтах и в строительных конструкциях, отсутствие каких-либо дефектов при строительстве), что позволяет упростить расчеты, однако несколько снижает достоверность прогноза. Вместе с тем, в литературе имеются данные, свидетельствующие о преобладании конвективного переноса радона в помещения через технологические отверстия, лифтовые шахты, трещины, стыки плит и др. полости [Источники,... 1992], количество и размеры которых заранее неизвестны, и связаны зачастую с таким непредсказуемым параметром, как качество строительных работ, что вносит существенную неопределенность в результаты расчета. Кроме того, если составление радонового баланса односемейных малоэтажных домов является относительно сложной, но решаемой задачей, то, задача построения модели переноса радона в многоэтажных зданиях со сложной системой воздухообмена и значительным заглублением подземной части, пока далека от своего окончательного решения. Перечисленные проблемы делают оценку потенциальной радоноопасности зданий (если не подходить к ней формально) нетривиальным и относительно дорогостоящим видом исследований.

В этой связи, актуальным остается ранжирование территорий проектируемого строительства по степени *потенциальной радоноопасности* без привязки к конкретной конструкции зданий. Очевидно, что сама по себе территория не может представлять угрозы для жизни и здоровья людей с точки зрения облучения радоном (как указывалось выше, опасные концентрации радона могут скапливаться только в помещениях зданий). Однако территория может быть опасной при сочетании следующих условий:

1) существование в геологической среде условий для повышенного радоновыделения из грунтов;

2) присутствие на территории зданий, не защищенных от поступления в них радона.

То есть целесообразно проводить ранжирование территорий по интенсивности выделения радона из геологической среды. Цель такого ранжирования – выделение территорий, характеризующихся низким поступлением радона из грунтов, являющихся радонобезопасными, и потенциально радоноопасных территорий, на которых существуют условия для формирования повышенных (превышающих нормативные пределы) концентраций радона в помещениях зданий и/или наблюдается повышенное выделение радона из геологической среды.

В этой связи понятие *«потенциальная радоноопасность территории»* следует трактовать как ситуацию, когда состояние компонентов геологической среды может представлять угрозу для жизни и здоровья людей вследствие облучения радоном, в случае их проживания на данной территории в зданиях, не защищенных от поступления радона. Или, учитывая, что допустимые значения ЭРОА радона в помещениях установлены санитарными правилами, *потенциальную радоноопасность территории* можно определить как ситуацию (сочетание геологических, геодинамических, гидрогеологических условий, геофизических, радиационно-физических характеристик грунтов, способствующее повышенному выделению радона из грунтов) при которой среднегодовая эквивалентная равновесная объемная активность (ЭРОА) радона в помещениях зданий, расположенных на данной территории, и никак не защищенных от поступления радона из грунта, может превышать установленные санитарно-гигиенические пределы.

Оценка потенциальной радоноопасности территорий не преследует цели количественного прогноза ЭРОА радона в зданиях, а основана на анализе некоторого набора *признаков* (сочетания геологических, геодинамических, гидрогеологических условий, геофизических, радиационно-физических характеристик грунтов), свидетельствующих о возможном повышенном поступлении радона в здания.

Признаками радоноопасности являются различного рода показатели, косвенно свидетельствующие о вероятности повышенной объемной активности радона в здании с низким

уровнем противорадоновой защиты. К признакам потенциальной радоноопасности относятся (по Л.А. Гулабянцу [2013а]):

- повышенные концентрации радона в эксплуатируемых зданиях, расположенных в пределах и/или в непосредственной близости от исследуемой территории;
- повышенная концентрация радона в почвенном газе;
- повышенная плотность потока радона из грунта на территории застройки;
- присутствие в геологическом разрезе территории необводненных грунтов, представленных трещиноватыми высокопроницаемыми породами и/или породами, для которых характерны высокие концентрации и/или вариабельность концентрации радия;
- наличие активных разломов и/или геодинамически активных зон;
- повышенный уровень гамма-фона на открытой территории застройки;
- использование в зданиях подземных конструкций, которым свойственен низкий уровень радонозащитной способности.

Таким образом, потенциальная радоноопасность территории должна определяться в рамках инженерно-геологических и инженерно-экологических изысканий, а радиационная безопасность в зданиях должна обеспечиваться на основе результатов инженерных изысканий проектными и строительными мероприятиями. Какие же признаки могут выступать в качестве критериев оценки потенциальной радоноопасности? Очевидно, это, прежде всего, признаки, которые, могут быть четко регламентированы, либо количественно (в виде некоторых нормируемых уровней), либо качественно (например, присутствуют - отсутствуют). Кроме того, эти признаки должны поддаваться достаточно оперативному и точному определению (измерению, выявлению), и привязке к карте в выбранном масштабе. В отечественной и мировой практике используется несколько таких признаков: плотность потока радона, объемная активность радона в грунте, удельная активность радия в грунте. Однако, как показывает опыт, однозначный выбор таких признаков весьма неоднозначен.

Методологические и технологические особенности процедуры оценки потенциальной радоноопасности территорий, в том числе, выбор признаков и критериев оценки, зависят от целей и масштабов исследований. В мировой и отечественной практике развивается два основных направления. Одно из них – региональные мелкомасштабные и среднемасштабные исследования, проводимые в целях идентификации областей, где можно ожидать повышенные концентрации радона в помещениях, и поэтому при строительстве новых зданий на таких территориях, могут понадобиться особые радонозащитные мероприятия. Кроме того, региональные исследования необходимы для определения радоноопасных районов (зон), приоритетных с точки зрения проведения гигиенических оценок дозовой нагрузки на

население. Другое направление исследований – детальное изучение условий, определяющих потенциальную радоноопасность территории на отдельных участках строительства, для целей строительного проектирования. В последнем случае, речь идет об оценке возможности повышенного поступления радона из грунтов в здание на конкретном земельном участке, ограниченном габаритами проектируемого здания, площадью 0,1-1,0 га, в масштабах 1:500 – 1:5000, с целью определения необходимости и характера радонозащитных мероприятий, что существенно отличается от оценки потенциальной радоноопасности крупных территорий. В этой связи принципы выбора признаков и критериев оценки потенциальной радоноопасности крупных территорий и отдельных участков строительства необходимо рассмотреть отдельно.

6.2 Принципы картирования потенциальной радоноопасности территорий

В России актуальной представляется разработка методологии построения карт потенциальной радоноопасности территории страны в масштабе, позволяющем охарактеризовать радоновую обстановку в пределах крупных населенных пунктов или районов для ориентировочной оценки потенциальной радоноопасности территорий, принятия решений о первоочередных мерах по радоновому контролю зданий и т.п. Рабочий масштаб таких карт должен оставлять 1:50 000 – 1:500 000. При этом они должны легко транспонироваться в более крупный масштаб для использования при принятии управленческих решений в ходе градостроительного планирования, в ходе предпроектных изысканий для строительства, при гигиенических исследованиях, в том числе для оценки доз, получаемых населением вследствие облучения радоном, и наконец, в качестве ресурса, направленного на информирование граждан. Следует отметить, что именно информирование граждан, интересующихся радоновой обстановкой в своем регионе при выборе места жительства, при совершении сделок с недвижимостью, и даже просто из любопытства, есть основная задача создания подобных карт. Поэтому, крайне желательно, чтобы карты были понятны и доступны для широких слоев населения.

6.2.1 Обобщение существующего опыта картирования радона

Региональные исследования радоноопасности развиваются в настоящее время в основном за рубежом, в Северной Америке, Европе, Австралии. В России, к сожалению, исследования в этом направлении в настоящее время практически не ведутся, за исключением создания в 1990-х годах упомянутых в разделе 1.4.1 обзорных карт природной радиоактивности и

потенциальной радоноопасности территории России и ближнего зарубежья [Смыслов и др., 1994; Максимовский и др., 1995], масштаб которых (1:5 000 000 – 1:10 000 000) ограничивает их практическое использование. Кроме того существуют карты прогнозной радоноопасности Санкт-Петербурга, Ленинградской области [Карта прогнозной... 2001, 2004; Тихонов 2006], Иркутской области и некоторых других регионов, выполненные под эгидой ФГУП Российский геоэкологический центр РГЭЦ «УРАНГЕО». Перечисленные карты на момент их разработки (т.е. середина 1990-х годов) были серьезным шагом вперед, в направлении исследований потенциальной радоноопасности территорий, и во многом тогда опережали зарубежные исследования. Так, например, карты были основаны на районировании территории по содержанию урана в породах с учетом наличия активизированных разломных зон, в то время как в Европе всерьез осознали необходимость использования геологической информации при картировании радона только через 10 лет. Вместе с тем, эти карты обладают рядом недостатков. Так, карты построены в обзорном масштабе без надежной привязки к местности, кроме того, в ряде случаев, выделение «активных разломных зон», по которым выделяются зоны повышенных прогнозных концентраций радона, например, в Санкт-Петербурге [Карта прогнозной... 2001], не всегда представляется достаточно обоснованным. Все это ограничивает возможности применения перечисленных карт на практике, т.е. при принятии управленческих решений, в процессе инженерно-экологических изысканий для строительства, для проведения гигиенических оценок, или просто для использования гражданами в информационных целях. Кроме того, методика построения этих карт с описанием легенд так и не была опубликована.

Наиболее близко к решению задачи оценки потенциальной радоноопасности территорий в настоящее время подошли в странах Европейского союза, в рамках новой концепции «геогенного радонового потенциала». В настоящее время реализуется общеевропейский проект по созданию Европейского атласа природной радиации – «European Atlas of Natural Radiation» (EANR), частью которого является создание Европейской карты геогенного радонового потенциала «European Geogenic Radon Map» (EGRM). Данная концепция основана на анализе и картировании признаков повышенного радоновыделения из геологической среды – повышенных концентраций урана и радия в горных породах, объемной активности радона в подпочвенном воздухе, повышенной проницаемости грунтов и т.п. Как справедливо отмечают европейские исследователи [Gruber et al., 2013], концентрации радона в помещениях всегда зависят от деятельности человека, а природные и антропогенные факторы, такие как типы строительных конструкций, виды строительных материалов, метеорологические факторы, привычки проживающих в домах людей, являются изменяющимися во времени переменными, характерными для каждого конкретного дома. Специалистам известно, например, что два дома,

построенные рядом, но по-разному, на одном и том же геологическом основании (на однородном участке) будут иметь различные средние концентрации радона в помещении, так же как и два одинаково построенные дома на однородном участке, но с разными привычками жителей. Поэтому, специалисты заинтересованы в отображении величины, которая ближе к понятию «геологической опасности», не зависящей от антропогенных факторов и постоянной во времени. Эта величина, или пространственная переменная, названа «геогенным радоновым потенциалом» (geogenic radon potential). Карта геогенного радонового потенциала может служить для идентификации областей, где по естественным причинам можно ожидать повышенные концентрации радона в помещениях, и поэтому при строительстве новых зданий на таких территориях могут понадобиться особые радонозащитные мероприятия. Такая карта также необходима при принятии решений о первоочередности скрининговых исследований ЭРОА радона в существующих зданиях в гигиенических целях для оценки доз облучения и определения необходимости рекультивации. Как выражаются авторы [Gruber et al., 2013], геогенный радоновый потенциал отражает «‘what earth delivers’ in terms of radon», то есть, «что дает земля в плане радона».

Количественно оценить геогенный радоновый потенциал можно двумя путями [Gruber et al., 2013]. Первый подход основан на определении некоторого единого численного показателя, отражающего физические процессы, вносящие наибольший вклад в формирование концентрации радона в помещениях зданий, и называемого радоновым потенциалом грунта. Так, в Чехии и Германии в такой показатель обозначается RP и определяется как функция следующих признаков радоноопасности: газопроницаемости грунта (k) и объемной активности радона в подпочвенном воздухе (C_{Rn}) на глубине 0,8 м (см. раздел 1.4) [Gruber et al., 2013; Neznal et al., 2004]. Показатель RP характеризует конвективный («адвективный», как сказано в [Gruber et al., 2013]) поток радона, нормированный на разницу давлений через барьер, которым может быть, например, фундаментная плита здания [Gruber et al., 2013], т.е. расчет RP основан на предположении о преобладании конвективного переноса радона в системе «грунт-здание». Отметим, что определение входных переменных k и C_{Rn} связано с рядом проблем, таких, например, как отсутствие системы стандартизации измерений газопроницаемости почвы (грунта), высокая степень неопределенности результатов измерений ОА подпочвенного радона, возможные временные колебания k и C_{Rn} , и т.п. К тому же величина RP может применяться только при глубине заложения фундамента не более 0,8 м [Neznal et al., 2004; Нежнал и др., 2009]. В России аналогичный в целом показатель предложен Л.А. Гулабянцем, обозначается P_{Rn} , и определяется как произведение удельной активности радия в грунте, коэффициента эманирования и плотности грунта на глубине заложения фундамента проектируемого здания

[Гулабянц 2013а]. То есть в данном случае ведущими признаками радоноопасности считаются удельная активность радия и коэффициент эманирования грунтов. Следует отметить, что показатель Π_{Rn} во многом лишен перечисленных выше недостатков, свойственных величине RP (неопределенность входных параметров и ограниченная глубина оценки). Π_{Rn} характеризует равновесную активность свободного радона в единице объема грунтового массива под подошвой радононепроницаемой конструкции при нулевом значении активности радона на границах объема [Гулабянц 2013а], и его применение предполагает преобладание диффузионного переноса радона в системе «грунт-здание». Несмотря на различные модели переноса радона, лежащие в основе перечисленных показателей, оба они (RP и Π_{Rn}) по физическому смыслу характеризуют детерминированную величину радоновой нагрузки на подземную часть здания, определяемую свойствами грунтов основания.

Второй подход основан на определении величины, называемой радоновым индексом RI (чтобы избежать путаницы с описанным выше показателем RP), и базируется на методе «многомерного перекрестного табулирования» [Gruber et al., 2013]. Радоновый индекс RI является категориально-численной величиной, т.е. выражается в виде классов, например, (I, II, III, IV... или низкий, средний, высокий). При таком подходе комбинациям входных величин присваиваются баллы, например: (высокий почвенный радон) X (низкая проницаемость) = (средний RI), где (...) обозначает классифицируемую переменную [Gruber et al., 2013]. Величина RI поддается количественной оценке при значительном разнообразии входных величин, и позволяет учитывать показатели самых различных типов, размеров и размерностей, как, например, значения OA радона в подпочвенном воздухе, проницаемости, ЭРОА радона в помещениях, концентрации урана и радия, мощность дозы внешнего гамма-излучения и т.п. Кроме того могут быть учтены геологические условия, которые характеризуются категориальными, но не численными переменными, прежде всего, это параметры, связанные с тектоникой, рудными телами, карстовыми полостями, и другие условия, которые кодируются двоичным кодом («есть – нет»). Косвенно такое «перекрестное табулирование» с математической точки зрения является классификацией совместного распределения входных величин; совместное распределение фактически содержит информацию о зависимости (или непараметрической корреляции) между переменными [Gruber et al., 2013]. Определение радонового индекса RI широко распространено в практике в ряде стран, таких как США [EPA 1993], Чехия [Nezmal et al., 2004], Германия [Kemski et al., 2001], Франция [Ielsch et al., 2010], Италия [Guida et al., 2013] в течение примерно 20 лет. Этот способ оценки зарекомендовал себя как весьма надежный, при этом каждая страна имеет различные наборы входных величин и свою методику определения категории радонового индекса [Gruber et al., 2013].

Очевидно, что применяющийся в Европе геогенный радоновый потенциал, близкий к понятию «геологической опасности», вполне характеризует «сочетание геологических условий и радиационно-физических характеристик грунтов, способствующих повышенному выделению радона из грунтов при котором среднегодовая эквивалентная равновесная объемная активность (ЭРОА) радона в помещениях зданий, расположенных на данной территории, и никак не защищенных от поступления радона из грунта, может превышать допустимые санитарно-гигиенические пределы». То есть, по своей сути этот показатель (как радоновый потенциал грунта, так и радоновый индекс) напрямую характеризует степень потенциальной радоноопасности территорий.

Для отображения пространственного распределения радонового потенциала, исходя из входных данных, описанных выше, необходимо оценить значения целевой переменной, которая может быть либо непрерывной величиной (RP), или носить характер категориального индекса (RI). Целевая переменная присваивается определенной пространственной единице U, которая в некотором приближении может иметь форму многоугольника, например административно-территориальные единицы, геологические тела и подразделения (серии, свиты, горизонты), или ячейки координатной или иной сети. Каждой единице U присваивается определенное значение целевой переменной. Если речь идет о непрерывных величинах (RP, P_{Rn}), то это, как правило, среднее значение, среднеарифметическое, мода или медиана. В случае радонового индекса это будет комплексный индекс в баллах с учетом всех входных переменных (признаков радоноопасности), используемых в оценке. Входная информация доступна в виде данных с разным пространственным видом и разрешением: точка данных для таких величин, как OA радона в подпочвенном воздухе, удельная активность радия в грунтах или ЭРОА в помещении, полигоны для геологических подразделений и линии для разломов.

Есть несколько способов оценки целевой величины. Если в качестве входного параметра используются точки, расположенные достаточно плотно, они могут быть объединены в пределах пространственной единицы U просто путем вычисления среднего значения (арифметического, моды, медианы) по точкам, расположенным в пределах U [Gruber et al., 2013]. Этот наиболее простой метод был применен, например, при составлении Европейской карты содержания радона в помещениях или Карты радоновых зон США. Однако в данном случае возникают проблемы связанные, во-первых, со стандартизацией методов и обеспечением единства средств измерений входных величин (проблема наиболее актуальна при обобщении результатов измерений таких показателей как концентрация радона в помещениях, объемная активность радона в подпочвенном воздухе, проницаемость грунтов). Во-вторых, далеко не всегда в пределах выбранных пространственных единиц имеется достаточное

количество данных для характеристики среднего значения входного параметра. Когда дело касается оценки радонового индекса с привлечением категориальных, а не только численных входных параметров, такой подход, т.е. расчет среднего, очевидно, неприменим [Gruber et al., 2013]. В данном случае пространственной единице U присваивается некий класс конечной переменной, определяющийся сочетанием тех или иных признаков потенциальной радоноопасности (входных данных) на данной территории.

Вместе с тем, геогенный радоновый потенциал, определяющийся на практике, физически контролируется ограниченным рядом входных параметров: концентрацией урана и радия в массиве пород, коэффициентом эманирования, ОА радона в почвенном воздухе, плотностью потока радона, миграционными свойствами среды. Как по результатам, полученным в рамках данной работы, так и по данным других авторов, эти параметры в свою очередь, являются относительно постоянными для геологических тел (блоков, подразделений), обладающих однородной структурой, вещественным и геохимическим составом. По мнению ряда зарубежных исследователей [Gruber et al., 2013; Bossew et al., 2008; Appleton and Miles 2010], геологические и геохимические условия, количественно определяемые категориальной системой классификации, детерминировано определяют радоновый потенциал. Это делает удобным и практичным применение геостатистического подхода, т.е. определение усредненных показателей, определяющих геогенный радоновый потенциал, характерных для определенных геологических подразделений (тел, элементов), однородных с точки зрения выделения радона, с присвоением каждому элементарному подразделению определенного значения входных параметров (как категориальных, так и численных) и, соответственно, конечной целевой переменной. Преимущества данного подхода определяются, во-первых, тем, что границы между зонами с разным значением целевой переменной (RP или RI) с учетом геологических границ будут проведены более реалистично, чем, например, при применении интерполяции или других подходов к выделению подобных зон, не использующих геологические данные. Во-вторых, присвоение каждому элементарному геологическому подразделению определенного значения конечной целевой переменной, позволяет проводить оценку геогенного радонового потенциала методом экстраполяции при недостаточном количестве или даже полном отсутствии непосредственных измерений входных параметров на той или иной территории, исходя лишь из ее геологического строения и тектонических условий [Gruber et al., 2013]. Этот факт особенно важен для нашей страны, где, в отличие от многих стран Европы и от США, измерения входных параметров относительно немногочисленны, и распределены по территории крайне неравномерно (приурочены в основном к нескольким крупным городам и районам с рудными концентрациями урана). Важным преимуществом подхода является также

возможность последующего уточнения картины путем увеличения количества данных в пределах выбранных пространственных единиц по мере хозяйственного освоения новых территорий.

Очевидно, что для применения подобного подхода необходимо, прежде всего, разработать схему типизации территорий по условиям радоновыделения в зависимости от особенностей геологического строения. То есть, практическая задача в данный момент – это разработка до некоторой степени упрощенной, генерализированной геологической схемы классификации, адаптированной по отношению к радоновому потенциалу, оптимальной с точки зрения учета свойств пород и факторов литогенеза, определяющих радоновый потенциал (индекс). Однако, это нетривиальная задача, и во многом она еще не решена даже в Европе, где при меньшем масштабе территорий исследования в данном направлении ведутся уже около 10 лет. Некоторые авторы предложили такие схемы классификации горных пород, например, [Kemski et al., 2001, 2009] для Германии, [Barnet et al., 2008] в Чешской Республике, [Ielsch et al., 2010] во Франции. Следует отметить, что каждая из приведенных классификаций приурочена к национальным проектам картирования радона, то есть, адаптирована к оценке входных параметров, измерение которых принято в данной стране, отражает особенности геологического строения, характерные для данной страны, местные стратиграфические классификации и т.п.

Проблемы разработки и использования таких классификаций обусловлены, во-первых, тем, что геологические тела (подразделения), схожие по литологическому или петрологическому составу, могут существенно отличаться по радоновому индексу (потенциалу) в зависимости от геохимических условий их образования (петро- или литогенеза). Во-вторых, любой геологический элементарный блок (элемент), при самом подробном уровне классификации, не всегда идеально однороден, в том числе, относительно радонового потенциала. Определенная степень пространственной неоднородности всегда остается и варьирует в зависимости от типа породы и детальности применяемой классификации. В-третьих, выбор принадлежности некоторой точки пространства к тому или иному элементарному геологическому блоку может быть затруднен в связи с ограниченным разрешением любой геологической карты. Природа этих проблем такова, что их в принципе нельзя решить полностью, однако можно уменьшить их влияние на результат оценки до некоторой приемлемой степени [Gruber et al., 2013].

Еще одна проблема, явно недостаточно учитываемая в мировой практике, связана с возможным слоистым строением приповерхностной толщи пород, попадающих в зону инженерно-хозяйственного освоения. Это особенно актуально для рассматриваемых нами платформенных территорий с широким развитием горизонтально залегающих осадочных пород

платформенного чехла, а также слоистых четвертичных отложений (озерных, аллювиальных, ледниковых и т.п.). Как показывают результаты, полученные в рамках данной работы, практически все параметры, используемые в разных странах в качестве входных данных при оценке радонового потенциала (ОА радона в почвенном воздухе, проницаемость грунтов, удельная активность урана и радия, плотность потока радона и т.п.), определяются свойствами конкретного слоя, в котором эти параметры измеряются. В этом случае возникает проблема учета слоистости геосреды при оценке геогенного радонового потенциала. Приведем несколько примеров. Так, если территория покрыта сплошным чехлом четвертичных рыхлых отложений, то радоновый потенциал, определенный, например, по результатам измерений ОА радона и проницаемости грунта на глубине 0,8 м, будет определяться свойствами этих поверхностных отложений, особенно в случае если поверхностные отложения представлены слабопроницаемыми глинами и суглинками. В тоже время при не очень большой мощности четвертичных отложений (например, 1,5-3,0 м), фундаменты зданий, расположенных на такой территории, могут опираться на более надежные с инженерной точки зрения коренные породы. В таком случае возникает вопрос, какую основу использовать для картирования радонового потенциала – карту четвертичных отложений (ибо она в данном случае будет определять изменчивость входных параметров для RP или RI) или карту дочетвертичных отложений, которые залегают в основании зданий, т.е. определяют поступление радона в эти здания? Можно привести и другой пример. Предположим, что в геологическом разрезе некоторой территории присутствует горизонт, обладающий высоким содержанием урана и радия (условно назовем его «эманлирующий слой»), нигде не выходящий на дневную и/или дочетвертичную поверхность, и перекрытый слоями слаборадиоактивных отложений. Так как этот слой нигде не выходит на поверхность, на геологических картах он отражен не будет. Предположим, в то же время, что глубина залегания кровли эманлирующего слоя изменяется от 2-4 до 50-80 м (например, в долине реки, где перекрывающая толща может быть подвержена неравномерному современному размыву). Очевидно, что если за основу картирования конечной переменной брать геологическую карту, то этот эманлирующий слой не будет отражен на карте радонового потенциала. Хотя очевидно и то, что на участках неглубокого залегания эманлирующего слоя он может оказаться в основании фундаментов зданий, и будет существенно влиять на величину радоновой нагрузки. То есть в данном случае необходимо оценить некую «эффективную» глубину залегания эманлирующего слоя, при которой его можно считать значимым для оценки радонового потенциала (индекса) территории. Возникает проблема, как определить эту «эффективную» глубину, и каким образом можно определить положение на карте контуров зоны влияния такого эманлирующего слоя, учитывая, что они не совпадают с геологическими

границами, т.е. как показать данный «эманулирующий» слой на карте? Перечисленные примеры не являются исчерпывающими, а лишь демонстрируют характер трудностей, с которыми можно столкнуться при оценке радонового потенциала в слоистых средах. По сути, встает вопрос о мощности грунтового массива, подлежащего оценке, то есть мощности толщи, распределение входных параметров в которой необходимо учитывать при оценке радонового потенциала (индекса). Эту толщу можно назвать «эффективной толщиной».

В мировой практике данную проблему, как правило, игнорируют, что может быть отчасти оправдано в горно-складчатых областях, где горизонтальная слоистость в меньшей степени влияет на перенос вещества, а также при мелкомасштабном картировании, когда разрешение геологических карт не позволяет различать столь мелкие детали [Ielsch et al., 2010; Guida et al., 2013]. Пример радикального решения проблемы существует в Чешской республике, где предлагается считать, что оценка радонового потенциала относится только к зданиям, глубина заложения фундамента которых не превышает 0,8 м (глубина, на которой проводятся измерения ОА радона) [Neznal et al., 2004; Нежнал и др., 2009]. То есть объем массива, для которого проводится оценка, искусственно ограничивается мощностью 0,8 м, что формально позволяет не учитывать слоистость среды. Таким образом, в целом, можно заключить, что проблема учета слоистости геологической среды при оценке радонового потенциала в настоящее время не решена.

Не менее острая проблема, возникающая при использовании геологических границ в качестве разделителей зон с различными значениями (классами) радонового потенциала (индекса), связана с тем, что при переходе от мелкого к более крупному масштабу геологических карт, неопределенность пространственного положения геологических границ резко возрастает. Это определяет наличие объективных трудностей при переносе информации с доступных геологических карт, например, масштаба 1:200000 и мельче, на карты и планы масштаба 1:500-1:10000 с которыми в основном работают проектировщики, строители, муниципальные органы власти, т.е. собственно, потребители информации о радоноопасности. Положение любой границы, перенесенной с мелкомасштабной карты на крупномасштабный план, будет практически всегда весьма приблизительным, даже условным, имеющим весьма отдаленное отношение к реальности. Не менее сложно определить положение геологических границ, отраженных на разномасштабных картах, непосредственно на местности, особенно в равнинных, платформенных регионах, где поверхность, как правило, задернована, и естественные или искусственные обнажения отсутствуют, еще сложнее это сделать в условиях плотной городской застройки. Кроме того, некоторые геологические объекты (например, геодинамически активные зоны, зоны разломов, контуры эманулирующих слоев в «эффективной

толще»), вообще не имеют четко выраженных в пространстве границ, которые можно было бы достаточно точно привязать к крупномасштабной карте или к местности. Таким образом, на участках, находящихся вблизи геологических границ, разделяющих зоны с разным значением радонового потенциала, весьма трудно ответить на вопрос, к какой конкретно зоне относится данный конкретный квартал, участок, дом, где конкретно проходит та или иная геологическая граница, и по какую сторону от этой границы расположен интересующий нас объект. Тем более что лица, заинтересованные в данной информации (строители, чиновники, юристы, граждане), как правило, не обладают всей полнотой геологической информации, и не имеют специальной геологической подготовки.

То есть, несмотря на описанные выше преимущества использования геологических подразделений в качестве элементарных пространственных единиц U , несмотря на то, что исходной информацией для построения карты потенциальной радоноопасности (радонового потенциала, индекса), несомненно, должны быть геологические карты, их целесообразно применять только в качестве рабочего материала, необходимого для проведения принципиальной, рабочей типизации территории. Для составления же конечного продукта, т.е. карт пространственного распределения геогенного радонового потенциала, ориентированных на пользователя (строительные компании, органы власти, граждане), следует «адаптировать» геологические границы к пространственным единицам, более понятным и простым для пользователя, и имеющим четко определенное положение в пространстве, например, к административно-территориальному делению или к координатной сети.

Подобный подход принят во многих странах мира. Например, в США [EPA 1993] и Австралии [ARPANSA 2011] в качестве элементарной территориальной единицы выбраны административные подразделения, объединенные одним почтовым индексом (округ, графство), а в Великобритании [Miles et al., 2007] и Германии [Gruber et al., 2013] – квадраты государственной координатной сети 1 X 1 км и 10 X 10 км соответственно. И в том и в другом случае любой пользователь может точно определить положение того или иного объекта по отношению к границам зон с различными значениями радонового потенциала, как на карте (независимо от ее масштаба), так и непосредственно на местности. Разумеется, административные границы или линии координатной сетки в качестве границ между зонами с различным радоновым потенциалом весьма условны, т.к. пространственная изменчивость радонового потенциала не определяется административным делением или координатной сеткой. Однако, в крупном, детальном масштабе эти границы весьма удобны, привычны для пользователя, и, в то же время, не более условны, чем неизвестно где расположенные геологические границы. При переходе же к мелкому масштабу административные границы, как

и границы, проведенные по координатной сетке, «сливаются» с границами геологических подразделений, и вопрос становится непринципиальным. Применение подобного подхода особенно удобно при построении карт радонового индекса (RI) с категориальной целевой переменной, т.к. позволяет в пределах одной территориальной единицы учитывать входные данные с разным пространственным видом и разрешением, как, например, площадные (геологические подразделения), линейные (линии или зоны разломов) и точечные (точки измерений радиационно-физических характеристик среды; специальные данные, такие как шахты, пещеры, выходы радоновых вод и т.п.).

Таким образом, обзор существующего опыта картирования геогенного радонового потенциала показывает, что для построения карты, прежде всего, необходимо определиться с ответом на следующие вопросы:

1. Какие параметры использовать в качестве входных данных для оценки целевой переменной (объемную активность радона в почвах или в воздухе помещений, проницаемость грунта, удельную активность радия в грунтах, коэффициент эманирования, плотность потока радона из грунта и т.п.);

2. Какой показатель выбрать в качестве конечной целевой переменной (непрерывную численную величину, типа RP, или категориальную типа RI), и как его определять;

3. Какой тип территориальных единиц выбрать как основу для картирования в качестве элементарной территориальной единицы (геологические подразделения, административные единицы, квадраты координатной сетки).

4. Каким образом оценивать конечную переменную в пределах элементарной территориальной единицы.

В следующем разделе перечисленные вопросы будут рассмотрены подробнее.

6.2.2 Картирование геогенного радонового потенциала территории

6.2.2.1 Выбор входных параметров

Обобщение опыта проведенных исследований и анализ литературы позволил сформулировать три основных условия, которым должны удовлетворять входные параметры. Во-первых, очевидно, что для построения карты следует использовать как можно большее количество результатов измерений, крупные массивы данных, покрывающие, по крайней мере, ту часть территории страны, где сосредоточено основное ее население. То есть, должны использоваться величины, измерения которых проводятся в нашей стране в массовом порядке,

и которые может выполнить любая рядовая лаборатория радиационного контроля (условие обеспечения массовости измерений). Очевидно, например, что если в России в массовом порядке не измеряют ОА радона в подпочвенном воздухе, то и не следует использовать этот параметр для построения карты радонового потенциала территории России.

Кроме того, для построения карты необходимо обобщение результатов, полученных различными организациями в разное время. Это определяет весьма строгий подход к обеспечению единства измерений, гарантирующему получение сопоставимых результатов разными лабораториями (условие обеспечения единства измерений). Так, например, несмотря на то, что проницаемость грунтов объективно влияет на радоновый потенциал, использовать этот показатель при построении карты потенциальной радоноопасности не целесообразно, т. к. измерения этой величины не имеют должного метрологического обеспечения и мы, строго говоря, не можем сопоставлять данные по проницаемости, полученные разными организациями.

Наконец, в качестве входных данных должны использоваться величины, результаты измерения которых не зависят или, по крайней мере, слабо зависят от нюансов технологии проведения измерений и отбора проб, например, от глубины и способа заглубления измерительного зонда при измерениях ОА радона в подпочвенном воздухе, или степени герметичности образцов и времени их выдержки в герметичном состоянии при измерениях коэффициента эманирования, и т.п. (условие обеспечения качества результатов).

Приведенным выше требованиям (массовость, единство, качество) наиболее удовлетворяют величины плотности потока радона (ППР) с поверхности грунта (усредненные не менее чем по 20 точкам измерения) и удельной активности радия в грунтах, измеренные по дочерним продуктам распада в дезаманированном состоянии ($A_{Ra}^{ДПП}$). Эти показатели (ППР и $A_{Ra}^{ДПП}$), во-первых, массово измеряются в ходе инженерно-экологических изысканий для строительства, т.е. по ним в принципе уже имеется массив данных; во-вторых, существуют простые, аккредитованные госстандартом методики измерения и измерительная аппаратура, применяющиеся всеми без исключения организациями, занятыми в системе радиационного контроля, что обеспечивает единство измерений. Наконец, в-третьих, результаты измерения этих величин практически не зависят от особенностей пробоотбора и технологии измерений, что обеспечивает качество результатов.

В то же время, параметры ППР и $A_{Ra}^{ДПП}$ напрямую характеризуют потенциальную радоноопасность территории, т.е. возможное повышенное радоновыделение геологической среды. Это обстоятельство весьма существенно, особенно если иметь в виду тенденции к строительству «малоэтажной России». Удельная активность радия в грунтах косвенно

характеризует радоновый потенциал грунта (Π_{Rn}), учитывая, что коэффициент эманирования, плотность и пористость грунтов, изменяются в относительно узком диапазоне. Как было показано выше (см. главу 2), коэффициент эманирования рыхлых отложений (а именно этот тип отложений наиболее распространен в приповерхностной части разреза платформенных территорий) изменяется в зависимости от типа грунта примерно в 2-2,5 раза от 20 до 40-50%. Плотность рыхлых грунтов колеблется в еще более узких пределах. Таким образом, удельная активность радия в грунтах – наиболее важный фактор, определяющий, как плотность потока радона с поверхности грунта (см. главу 5), так и радоновую нагрузку на подземную часть зданий в условиях преобладания диффузионного переноса радона. Главное преимущество параметра $A_{Ra}^{ДПП}$ заключается в том, что он неподвержен временным колебаниям, и постоянен для каждого литолого-генетического типа грунта [Микляев 2002; Петрова 2011], что позволяет детерминировано определять эту величину на основе классификации грунтов по содержанию в них радия. Еще раз отметим, что речь в данном случае идет именно о величине удельной активности радия, измеренной по дочерним продуктам распада в дезэманированном состоянии ($A_{ДПР}$). Эту величину без труда могут определить, и определяют в любой лаборатории радиационного контроля без применения сложных методик, связанных с выдерживанием пробы в герметичных контейнерах в течение длительного времени (см. главу 2).

Плотность потока радона с поверхности грунта является прямым показателем, непосредственно отражающим радоновыделение приповерхностного слоя грунта, мощностью около 1,5 м (см. главу 4). Этот показатель в первом приближении является функцией объемной активности радона в подпочвенном воздухе и проницаемости грунта, т.е. по сути, он близок к применяемому в европейских странах, радоновому потенциалу PR. Но главное, измерения плотности потока радона с поверхности грунта позволяют выявлять аномалии радонового поля, связанные с геодинамической активностью территории, что крайне важно для оценки потенциальной радоноопасности территорий в районах с активной современной тектоникой, а также в геодинамически активных зонах платформ (см. главу 5). Измерения плотности потока радона в настоящее время массово проводятся по всей стране в рамках изысканий для строительства. Оборудование для проведения измерений имеется в распоряжении любой аккредитованной лаборатории радиационного контроля.

Таким образом, оптимальными входными параметрами для оценки потенциальной радоноопасности территорий являются величины ППР и $A_{Ra}^{ДПП}$. При этом удельная активность радия в грунтах отражает потенциальную радоноопасность территорий, характеризующихся преимущественно диффузионным переносом радона, а плотность потока радона с поверхности

грунта позволяет выявлять конвективные потоки радона и связанные с ними радоновые аномалии, формирующиеся в геодинамически активных зонах.

6.2.2.2 Выбор типа целевой переменной

Следующий шаг – выбор типа целевой переменной, которую следует использовать для оценки потенциальной радоноопасности. Учитывая крайнее разнообразие условий, влияющих на входные параметры, их временную зависимость от погодных условий и состояния грунта в момент измерения, учитывая значительные погрешности измерений и неопределенности полученных результатов, в качестве целевой конечной переменной не целесообразно использовать расчетную величину, являющуюся непрерывной функцией, типа RP . Действительно, результаты измерения входных параметров, таких, например, как ППП или ОА радона в почвенном воздухе, зависят не только от объективных условий на исследуемой территории, но и от сиюминутных, случайных колебаний природных факторов (см. главу 3), которые, таким образом, влияют и на величину конечной переменной. Любое локальное изменение влажности грунта, температуры воздуха и почвы, атмосферного давления и т.п. факторов может вызвать изменение конечной переменной RP . Следовательно, возможны ситуации, когда на одинаковых с точки зрения выделения радона участках, результаты определения RP могут существенно различаться в зависимости от сочетания случайных факторов в момент измерения входных величин. Иными словами, любая численная конечная переменная, представляющая собой непрерывную функцию – слишком чувствительный инструмент для оценки потенциальной радоноопасности, реагирующий на «шумы», на фоне которых сложно выделить «полезный сигнал». В иностранной практике проблему решают путем введения дополнительных классификаций, разделяя шкалу конечной переменной на ранги (классы). Например, нижнему диапазону RP (до определенного значения), присваивается I класс, среднему диапазону – II класс, верхнему диапазону, начиная с некоторого значения, присваивается наибольший, III класс. То есть, численную переменную переводят в разряд категориально-численных. Однако в этом случае встает вопрос, какие значения RP считать граничными, разделяющими I, II, III ... классы, и как обосновать эти границы? Назначение «граничных значений» для такой «синтетической» величины как RP , в любом случае связано с определенным произволом исследователя, т.к. объективных критериев для точного разделения численной величины на классы не существует.

Опыт исследований показывает, что степень потенциальной радоноопасности, выражаемая в виде некоторого радонового потенциала территории, может быть корректно оценена только с

помощью категориального показателя, характеризующегося тремя категориями (классами). Низкой – когда есть веские основания утверждать, что радоновыделение из геологической среды незначительно при любых условиях; высокой – когда повышенное радоновыделение зафиксировано инструментально, и/или есть веские основания предполагать его наличие; средней (умеренной) – некое промежуточное положение, когда некоторые предпосылки для повышенного радоновыделения существуют, но оно не зафиксировано измерениями.

В этой связи в данной работе в качестве целевой переменной выбран категориальный показатель, который мы предлагаем вслед за западными коллегами называть «геогенным радоновым потенциалом территории» (чтобы впоследствии не тратить время на гармонизацию отечественной и мировой терминологии) и обозначать аббревиатурой ГРП. Для определения целевой переменной категориального типа необходимо предварительно классифицировать (разбить на классы или категории) выбранные выше входные параметры (ППР и $A_{Ra}^{ДПП}$), т.е. перевести их в разряд категориальных величин, характеризующихся не непрерывными значениями, изменяющимися в определенном диапазоне, а категориями «высокий – средний – низкий» или рангами I, II, III... и т.п.

В данном случае вновь встает вопрос, какие значения входных параметров считать граничными между различными рангами, и как обосновать эти границы? Для этого обратимся к результатам проведенных исследований. В главе 5 была установлена эмпирическая зависимость между удельной активностью радия в грунтах и плотностью потока радона из грунтов. Согласно данной зависимости (см. формулу 19, гл. 5), усредненная, стационарная плотность потока радона из грунтов может превышать нормируемый уровень для участков строительства ($80 \text{ мБк/м}^2\text{с}$), при усредненной удельной активности радия в приповерхностных грунтах ($A_{Ra}^{ДПП}$) около 40 Бк/кг . Расчет с применением математической модели переноса радона в дисперсных средах (см. главу 4), подтверждает это значение. Таким образом, значение $A_{Ra}^{ДПП} = 40 \text{ Бк/кг}$ можно принять в качестве верхней границы «безопасного» диапазона $A_{Ra}^{ДПП}$, так как при значениях удельной активности радия в грунтах ниже этого уровня, можно утверждать, что радоновыделение из грунтов, по крайней мере, за счет диффузии, не превысит нормируемого уровня. В тоже время, возможны ситуации, например, при низких коэффициентах эманирования грунтов, когда при достаточно высоком значении $A_{Ra}^{ДПП}$, превышающем 40 Бк/кг , грунтовый массив не будет характеризоваться повышенным радоновыделением. Величина $A_{Ra}^{ДПП}$ при которой радоновыделение из массива будет гарантировано высоким, превышающим нормируемые уровни, практически независимо от коэффициента эманирования и других свойств грунтов, исходя из нашего опыта, а также из результатов математического моделирования, составляет около 100 Бк/кг – это нижняя граница «опасного» диапазона, при

превышении которого территория является потенциально радоноопасной, независимо от каких-либо дополнительных условий. Интервал значений $A_{Ra}^{ДПП}$ от 40 до 100 Бк/кг относится к «условно опасному» диапазону. При такой «промежуточной» удельной активности радия в грунтах вопрос о потенциальной радоноопасности территории зависит от дополнительных параметров, например, значений коэффициентов эманирования, плотности, пористости среды и т.п.

Следует отметить, что, учитывая возможное слоистое строение верхней толщи отложений, величина удельной активности радия в грунтах должна оцениваться в пределах «эффективной толщи» (см. раздел 6.2.1), т.е. приповерхностной толщи грунта, содержание радия в которой определяет радоновую нагрузку на подземную часть зданий, заложенных в этой толще. Мощность эффективной толщи определяется глубиной инженерно-хозяйственного освоения территории, и в данной работе условно принимается равной 20 м.

Таким образом можно предложить специальную типизацию (ранжирование) территорий по удельной активности радия ($A_{Ra}^{ДПП}$) в верхней 20-ти метровой эффективной толще грунтов, характеризующую степень потенциальной радоноопасности территории в условиях преимущественно диффузионного переноса радона:

I ранг – в эффективной толще грунтов $A_{Ra}^{ДПП} < 40$ Бк/кг (безопасно);

II ранг – в эффективной толще присутствуют грунты с удельной активностью радия в диапазоне $40 \leq A_{Ra}^{ДПП} \leq 100$ Бк/кг (условно опасно);

III ранг – в эффективной толще присутствуют грунты с $A_{Ra}^{ДПП} > 100$ Бк/кг (опасно).

Полученное ранжирование $A_{Ra}^{ДПП}$, как одного из определяющих параметров, может быть использовано для оценки геогенного радонового потенциала территории.

Следующим шагом является ранжирование параметра ППР. Значения плотности потока радона из грунтов, измеренные однократно в случайный момент времени, как указывалось в главе 3, сами по себе не отражают потенциальную радоноопасность территории, т.к. являются случайными величинами, колеблющимися в широких пределах в зависимости от случайных факторов. Сравнить эти случайные величины с нормируемым уровнем, регламентируемым санитарными правилами (80 мБк/м²с), некорректно. Вместе с тем, измеренные значения ППР дают информацию о характере радонового поля территории, позволяя выявить радоновые аномалии, обусловленные, возможно, конвективным переносом радона в геодинамически активных зонах. Как указано в главе 5, верхней границей фоновых колебаний ППР (которые можно считать обусловленными диффузионным переносом) в пределах Русской плиты является значение ППР, равное 150 мБк/м²с (усредненное по участку, не менее чем по 20 точкам измерения). Таким образом, значение ППР – 150 мБк/м²с (усредненное по участку измерений)

является границей между фоновым и аномальным диапазоном плотности потока радона. Соответственно, территории, где присутствуют участки с аномальными значениями ППР, превышающими в среднем по участку $150 \text{ мБк/м}^2\text{с}$, следует считать потенциально радоноопасными.

Таким образом, можно предложить следующую типизацию (ранжирование) территорий по средним значениям ППР на участках, характеризующую степень потенциальной радоноопасности территории:

I ранг – на всех обследованных участках $\text{ППР} \leq 150 \text{ мБк/м}^2\text{с}$ (безопасно);

II ранг – присутствуют участки с $\text{ППР} > 150 \text{ мБк/м}^2\text{с}$ (опасно).

В данном случае непрерывная шкала возможных значений ППР разделена только на два диапазона «опасно – безопасно», промежуточный диапазон отсутствует, потому что такой фактор как наличие аномального радонового поля кодируется только двоичным кодом, либо аномалия есть, либо ее нет.

Теперь определим конечную переменную – геогенный радоновый потенциал (ГРП) территории. Как указывалось выше, ГРП целесообразно разделить на три категории (высокий – средний – низкий) в зависимости от сочетания рангов входных параметров. Территорию можно считать безопасной в плане радона (низкий ГРП), в случае, если одновременно выполняются условия: $A_{Ra}^{\text{ДПП}} < 40 \text{ Бк/кг}$; $\text{ППР} \leq 150 \text{ мБк/м}^2\text{с}$. В данном случае на территории отсутствуют признаки потенциальной радоноопасности, соответственно, есть веские основания утверждать, что радоновыделение из геологической среды незначительно при любых условиях. Высоким потенциал можно считать, в случае если на территории инструментально зафиксировано аномально высокое радоновыделение, или есть веские основания предполагать его наличие. Следовательно, ГРП территории является высоким при выполнении одного из следующих условий: $A_{Ra}^{\text{ДПП}} > 100 \text{ Бк/кг}$; $\text{ППР} > 150 \text{ мБк/м}^2\text{с}$. Умеренный или средний геогенный радоновый потенциал территории (некое промежуточное положение, когда предпосылки для повышенного радоновыделения существуют, но оно не зафиксировано), характеризуется условием: $40 \leq A_{Ra}^{\text{ДПП}} \leq 100 \text{ Бк/кг}$ и $\text{ППР} \leq 150 \text{ мБк/м}^2\text{с}$. Категории геогенного радонового потенциала в зависимости от сочетания рангов входных величин приведены в таблице 22.

Несмотря на кажущееся преобладание высокого ГРП (заполняет 4 из 6 клеток таблицы), условия для реализации высокого радонового потенциала на платформенных территориях распространены значительно в меньшей степени по сравнению с умеренным и, тем более, низким геогенным радоновым потенциалом.

Таблица 22. Категории геогенного радонового потенциала территорий в зависимости от сочетания классов входных величин ($A_{Ra}^{ДПП}$ и ППР).

Наибольшее усредненное значение ППР на участках, мБк/м ² с		Наибольшее значение удельной активности радия ($A_{Ra}^{ДПП}$) в грунтах «эффективной толщи», Бк/кг		
		I ранг	II ранг	III ранг
		< 40	40 – 100	> 100
I ранг	≤ 150	низкий	умеренный	высокий
II ранг	> 150	высокий	высокий	высокий

Очевидно, что приведенные в таблице 22 категории геогенного потенциала могут быть определены на территориях, где проведено достаточное количество изменений входных параметров (ППР и $A_{Ra}^{ДПП}$). В современной России это в основном территории крупных городов, таких как Москва, Санкт-Петербург, Екатеринбург, Иркутск и т.п. Однако есть обширные территории, в том числе слабозаселенные, где массовые измерения ППР и $A_{Ra}^{ДПП}$ никогда не проводились и вряд ли будут выполнены в обозримом будущем. В такой ситуации для оценки потенциальной радоноопасности необходимо пользоваться иными, качественными критериями, которые должны быть основаны на известной геологической информации (например геологических картах масштаба 1 : 200 000 и крупнее), и отражать потенциальное радоновыделение из геологической среды. Как показывают результаты исследований, проведенных в рамках данной работы, признаками потенциальной радоноопасности на основе которых можно провести оценку геогенного радонового потенциала являются:

- 1) наличие на территории горных пород, обладающих повышенной радиоактивностью, и являющихся, соответственно, источником повышенного радоновыделения.
- 2) присутствие на территории геодинамически активных зон, в пределах которых возможно формирование радоновых аномалий.

Радоновый потенциал территории следует считать низким, когда перечисленные выше признаки на территории отсутствуют, т.е. есть веские основания утверждать, что радоновыделение из геологической среды незначительно при любых условиях. В случае присутствия на исследуемой территории одного из перечисленных признаков, радоновый потенциал – умеренный, т.к. в данном случае предпосылки для повышенного радоновыделения существуют, но оно не зафиксировано непосредственными измерениями.

Высокий геогенный радоновый потенциал может быть присвоен территории, когда повышенное радоновыделение зафиксировано инструментально, то есть, на основе косвенных признаков, перечисленных выше, высокий потенциал, строго говоря, присвоен быть не может. Однако, в отдельных районах, где по геологическим или иным условиям можно ожидать наличие высоких значений ППР и/или $A_{Ra}^{ДПР}$, в рамках исследований по картированию геогенного радонового потенциала возможно (и даже необходимо) проведение выборочных измерений этих параметров на ключевых участках. Для отдельных территорий возможно также наличие архивных данных по концентрации урана и радия в некоторых типах отложений, плотности потока радона с поверхности грунта, объемной активности радона в подземных водах и подпочвенном воздухе, ЭРОА радона в зданиях. В таких случаях, если измеренные показатели радонового поля превышают соответствующие нормируемые уровни, территории может быть присвоена высокая категория радонового потенциала.

Исходя из перечисленных выше предпосылок, на территориях где нет достаточного объема прямых измерений ППР и $A_{Ra}^{ДПР}$, предварительную оценку потенциальной радоноопасности следует проводить в соответствии с таблицей 23.

Исследования целесообразно проводить в два этапа. На первом этапе необходимо выделить на исследуемой территории участки с повышенными концентрациями радия (по фондовым материалам), а также предполагаемые высокоградиентные зоны нарушений на основе результатов детального дешифрирования космических снимков, аэрофотоснимков, разномасштабных топографических карт, цифровой модели рельефа. Оценка степени геодинамической активности структур проводится с учетом строения древнего субстрата: наличия в нем зон структурно-вещественных неоднородностей и зон дислокаций. При полевых наблюдениях следует уделять внимание ландшафтно-геоморфологическим признакам, таким как закономерная смена растительных сообществ, форм рельефа, экзогенных процессов (эрозия, аккумуляция, просадки поверхности различного генезиса и т.п.), мест сосредоточенной разгрузки подземных вод [Макаров и др., 2007]. На втором этапе выполняется комплекс радиометрических измерений на ключевых участках, в том числе, по профилям, проложенным вкрест простирания выделенных зон с целью установить наличие в их пределах радоновых аномалий, определить их интенсивность, ширину и протяженность в плане. Рекомендуется также проведение измерений объемной активности и эквивалентной равновесной объемной активности (ЭРОА) радона в подвальных помещениях зданий, расположенных в пределах выделенных зон. При этом, однако, следует иметь в виду, что значения ОА и ЭРОА радона в зданиях сильно зависят от методики измерений (мгновенные, интегральные), конструктивных

особенностей здания, типа строительных материалов, а также режима эксплуатации и воздухообмена помещений, в которых проводятся измерения.

Таблица 23. Категории геогенного радонового потенциала территорий в зависимости от сочетания качественных признаков.

Наличие геодинамически активных зон и зафиксированных аномалий радонового поля	Радиоактивность грунтов эффективной толщи		
	низкая	повышенная	высокая ($A_{Ra}^{ДПР} > 100$ Бк/кг)
отсутствуют	низкий	умеренный	высокий
присутствуют геодинамически активные зоны	умеренный	умеренный	высокий
присутствуют зафиксированные аномалии радонового поля	высокий	высокий	высокий

Опять же следует отметить, что как и в предыдущей таблице, несмотря на кажущееся преобладание высокого ГРП (заполняет 5 клеток из 9), условия для реализации высокого показателя распространены на платформенных территориях значительно в меньшей степени по сравнению с умеренным и, тем более, низким радоновым потенциалом территории.

6.2.2.3 Выбор типа элементарной территориальной единицы

Выбор типа элементарной территориальной единицы U (геологические подразделения, административные единицы, квадраты координатной сети) определяется масштабом, необходимым разрешением (детальностью) карт, и их целевым назначением. Как упоминалось выше (см. раздел 6.2.1), в качестве основы для картирования целесообразно использовать геологическую информацию. Вместе с тем, положение геологических границ, отраженное на картах, чаще всего сложно определить непосредственно на местности, даже при использовании достаточно крупномасштабных карт, например, масштаба 1:10 000 – 1:25 000, и тем более при более мелком масштабе. Поэтому практического использования карты необходима привязка к каким-то более четким ориентирам, однозначно определяемым на местности, например, административным и муниципальным границам, координатам координатной сети. Точная привязка элементарных территориальных единиц к местности удобна для органов управления и надзора, а также для проектных и строительных компаний, являющихся основными коммерческими потребителями информации о геогенном радоновом потенциале. В этой связи,

несмотря на то, что исходной информацией для построения карты радонового потенциала, несомненно, должны быть геологические карты, конечную информацию целесообразно предоставлять в виде, основанном на административных единицах или квадратах координатной сети.

Как указывалось выше, в европейских странах в качестве элементарных территориальных единиц U распространено использование муниципалитетов, например, в Австрии [Ringer, et al., 2010], Бельгии [Dehandschutter & Sonck 2010] Финляндии [Valmari, et al., 2010], или квадратов регулярной координатной сети, как например, в Германии [Gruber 2011] и Великобритании [Miles, et al., 2007; 2011]. Однако такой подход приемлем только для относительно небольших густонаселенных высокоразвитых стран, характеризующихся более или менее равномерным распределением плотности населения, степени экономического развития и урбанизации территорий. Однако в крупных странах, к которым относится Россия, плотность населения и экономический потенциал распределены, как правило, неравномерно. В пределах таких стран одни районы плотно заселены, или даже перенаселены, например, крупные городские агломерации, другие же земли освоены слабо и характеризуются крайне низкой плотностью населения (пустыни и полупустыни, тайга, тундра, горные массивы и т.п.). В таких условиях применение единой регулярной сети для картирования радонового потенциала нецелесообразно, т.к. как количество исходных данных, так и требуемая детальность (разрешение) карт в пределах густонаселенных городских агломераций и на малоосвоенных территориях будет совершенно разной. Так, опыт показывает, что для густонаселенных районов оптимальный размер ячеек регулярной сети колеблется от 1 X 1 до 10 X 10 км, более крупные квадраты уже не удовлетворяют требуемой детальности карты для населенных районов. В то же время в районах с низкой плотностью населения в большинстве таких квадратов будут просто отсутствовать входные данные для оценки показателя радоноопасности (т.к. в них не попадет ни одного населенного пункта). То есть, в зависимости от плотности населения и степени освоенности территории, размеры элементарных территориальных единиц должны быть разными. В этой связи, в крупных странах, таких, например, как США [EPA 1993], Австралия [ARPANSA 2011], Канада [Radon... 2011], в основу составления карт радонового потенциала положено административно-территориальное деление (США, Австралия), дробность которого напрямую зависит от плотности населения, или геологические провинции (Канада).

Для построения карт радонового потенциала территории России можно также использовать административно-территориальное или муниципальное деление на уровне административных районов и муниципальных образований. Однако, оба этих деления недостаточно дробные для построения карты радонового потенциала отдельных городов. В этой связи, по нашему мнению,

оптимальным решением является использование в качестве элементарных единиц кадастрового территориального деления России (<http://maps.rosreestr.ru>). Это деление удобно, т.к. оно, во-первых, имеет строгую иерархическую структуру, причем, низший уровень кадастрового деления (кадастровые кварталы) более подробный, по сравнению с муниципальным и, тем более, административно-территориальным делением. Во-вторых, границы кадастровых единиц четко привязаны к местности и к координатной системе. В-третьих, к кадастровым кварталам привязаны все земельные участки и объекты капитального строительства, что позволяет на основе кадастрового реестра накапливать информацию по каждому объекту, включая результаты как инженерно-экологических изысканий, так и санитарно-гигиенических обследований (измерений ЭРОА радона в воздухе помещений). Наконец, опыт других развитых стран показывает, что в перспективе учет радоноопасности территорий может и даже должен влиять на оценку стоимости недвижимости и земли, что, так или иначе, сделает необходимым привязку результатов оценки радонового потенциала к кадастровому делению территории России.

Таким образом, в ходе картирования радонового потенциала территории в качестве элементарной территориальной единицы U , предлагается использовать единицы кадастрового деления территории России, как наиболее оптимальные. Подобный подход предлагается применить впервые в мире.

6.2.2.4 Ранжирование территории и построение результирующей карты

Ранжирование территорий по значениям входных параметров заключается в присвоении каждой элементарной территориальной единице U определенного ранга в зависимости от значений параметров ППР и $A_{Ra}^{ДПП}$ (см. раздел 6.2.2.2). Перечисленные входные параметры существенно различаются своим пространственным видом, способами измерения и/или определения и нанесения на карту. Рассмотрим подробнее способы ранжирования этих параметров и особенности оценки ГРП на их основе.

Плотность потока радона с поверхности грунта по характеру распределения в пространстве является «двухмерной» дискретной величиной, неравномерно распределенной по поверхности земли. Данные по плотности потока радона, как правило, получают по результатам инженерно-экологических изысканий на участках строительства. На каждом участке проводятся измерения не менее чем в 20-ти точках, расположенных в регулярной узлах сети, затем на каждом участке рассчитывается среднее значение ППР с учетом неопределенности результата измерений. Эти значения и используются для оценки показателя радоноопасности. Как показано в главе 5,

аномальные потоки радона характеризуются дискретным пространственным распределением, следовательно, проводить интерполяцию данных от участка к участку, или какое-либо осреднение ППР по площади, нельзя. Таким образом, величина ППР, используемая для оценки показателя радоноопасности, характеризуется набором отдельных точечных объектов (участков), неравномерно распределенных в плане (плановое распределение участков зависит практически исключительно от характера и плотности застройки территории). Каждому такому точечному объекту (участку), в зависимости от величины ППР, присваивается I или II ранг (см. табл. 22). Ранг элементарной территориальной единицы (кадастрового квартала) в целом определяется по «наихудшему варианту», т.е. по участку с наибольшим средним значением ППР, присутствующему в пределах данной элементарной единицы.

Иными словами, если в пределах элементарной территориальной единицы присутствует хотя бы один участок с аномальным значением плотности потока радона (II ранг), то всей элементарной единице присваивается II ранг по ППР, а, следовательно, в соответствии с таблицей 22, данной территориальной единице присваивается высокий радоновый потенциал. В случае если в пределах элементарной территориальной единицы отсутствуют участки с аномальными значениями ППР (присутствуют только участки I ранга), то всей территориальной единице присваивается I ранг по ППР, а оценка радонового потенциала в таком случае проводится на основе данных об удельной активности радия в грунтах. Таким образом, строится карта ранжирования территории по параметру ППР.

Несколько иначе обстоит дело с картированием удельной активности радия в грунтах эффективной толщи. Удельная активность радия в грунтах ($A_{Ra}^{ДПП}$) – величина, характеризующаяся «трехмерным» распределением (не только в плане, но и по глубине). Эта величина характеризуется непрерывным распределением в пространстве (от точки к точке), и детерминировано определяется литолого-генетическим типом отложений или горных пород [Титаева 2000; Микляев и др., 2001; Петрова 2011]. Таким образом, картирование $A_{Ra}^{ДПП}$ следует проводить на основе обобщения данных по удельной активности радия в отложениях, слагающих разрез эффективной толщи (до глубины 20 м) на исследуемой территории.

В данной работе предлагается применение подхода, основанного на закономерных связях между радиоактивностью приповерхностных отложений и их геолого-генетическим типом. Анализ литературы и данные, полученные в ходе работы над диссертацией, позволяют утверждать, что естественная радиоактивность осадочных горных пород обусловлена их сорбирующей способностью и интенсивностью геохимических процессов, способствующих привнесу радионуклидов в процессе формирования породы (седиментогенеза). Таким образом, радиоактивность осадочных отложений, в том числе концентрация радия, тесно связана с

литологическим составом и генезисом отложений, т.е. с их геолого-генетическим типом. Такой подход позволяет картировать данный показатель, используя в качестве исходных данных информацию о геологическом строении территории. Методология картирования основана на анализе геологических карт четвертичных, дочетвертичных отложений, геологических разрезов, и геостатистическом анализе удельной активности радия в породах.

Статистический анализ содержания радия в различных геолого-генетических комплексах отложений и образований, слагающих исследуемую территорию, позволяет получить параметры распределения радия в каждом типе отложений (литологическом слое), слагающем эффективную толщу в пределах исследуемой территории. Определение параметров распределения удельной активности радия предусматривает расчет среднего значения, среднего геометрического, моды, медианы, стандартного отклонения, максимума, минимума (для каждого типа отложений). Эти параметры, определенные на отдельных участках по ограниченным выборкам, могут быть обоснованно экстраполированы на всю площадь распространения данного геолого-генетического типа отложений.

Таким образом, каждому геолого-генетическому типу грунта, слагающего эффективную толщу на исследуемой территории, присваивается некоторое значение параметра $A_{Ra}^{ДПР}$, который следует сравнивать с критериями ранжирования, приведенными в таблице 22. Так как целью картирования потенциальной радоноопасности территорий является, прежде всего, выделение гарантированно радонобезопасных участков, то параметр $A_{Ra}^{ДПР}$ должен характеризовать наибольшую удельную активность радия в данном типе грунта (по «наихудшему варианту»). Однако использование максимальных измеренных значений удельной активности радия не представляется целесообразным, т.к. эти значения могут быть обусловлены случайными ошибками при отборе проб, при измерениях, локальными включениями или другими микро-неоднородностями грунтов, не определяющими их реальной радиоактивности. В этой связи в качестве параметра $A_{Ra}^{ДПР}$ предлагается использовать верхнюю границу интервала «3 сигма»:

$$A_{Ra}^{ДПР} = \overline{A_{Ra}^{ДПР}} + 3\sigma \quad (20),$$

где $\overline{A_{Ra}^{ДПР}}$ – среднее значение удельной активности радия в данном типе грунта; σ – стандартное отклонение удельной активности радия в данном типе грунта.

Если для того или иного литолого-генетического комплекса отложений параметр $A_{Ra}^{ДПР}$, определенной по формуле (20) не превышает, например, значения 40 Бк/кг, это значит, что практически гарантированно (с вероятностью $p=0,997$) удельная активность радия этих

отложениях не превысит 40 Бк/кг. Если же на территории в пределах «эффективной» толщи присутствуют грунты, для которых параметр $A_{Ra}^{ДПП}$ превышает 40 Бк/кг, то существует вероятность, что при строительстве в основании зданий могут оказаться грунты удельной активностью радия более 40 Бк/кг.

Следующим шагом проводится ранжирование грунтов, слагающих эффективную толщу, по значению $A_{Ra}^{ДПП}$ (определяется по формуле 20), в соответствии с градациями, указанными в разделе 6.2.2.2, т.е. с выделением трех рангов – I ранг: $A_{Ra}^{ДПП} < 40$ Бк/кг; II ранг: $40 \leq A_{Ra}^{ДПП} \leq 100$ Бк/кг; III ранг: $A_{Ra}^{ДПП} > 100$ Бк/кг. На основе геологических карт составляется обобщенная карта распространения грунтов I, II, и III рангов в эффективной толще, т.е. карта ранжирования территории по параметру $A_{Ra}^{ДПП}$. При этом ранг территории в целом определяется наивысшим рангом грунтов, присутствующих в эффективной толще (в разрезе до глубины 20 м). Например, если в пределах эффективной толщи встречаются только грунты I ранга, то территория в целом относится к I рангу. Если в разрезе эффективной толщи присутствуют слои (прослой, линзы) грунтов II или III ранга, то независимо от конкретной глубины залегания и доли объема этих грунтов в «эффективной» толще, территориям в пределах латерального распространения этих грунтов присваивается, соответственно, II или III ранг.

Следующим шагом на карту ранжирования территории по параметру $A_{Ra}^{ДПП}$ накладывается карта элементарных территориальных единиц (например, кадастровых кварталов). Ранг каждой элементарной территориальной единицы (кадастрового квартала) определяется наивысшим рангом по параметру $A_{Ra}^{ДПП}$, присутствующим в пределах данной элементарной территориальной единицы.

На заключительном этапе, на основе ранжирования территории по входным параметрам ППР и $A_{Ra}^{ДПП}$, каждой элементарной территориальной единице присваивается значение целевой переменной – геогенного радонового потенциала соответствии с таблицей 22. Результатом является карта геогенного радонового потенциала территории.

Очевидно, что данная карта является по своей сути индикаторной, качественно отражающей лишь вероятность того, что в том или ином районе может быть повышенное радоновыделение из грунтов. Так, например, не следует считать, что в пределах района (кадастрового квартала) с высоким радоновым потенциалом все участки (или даже многие участки) будут характеризоваться повышенными потоками радона из грунтов и, тем более, повышенными концентрациями радона в зданиях. Высокий геогенный радоновый потенциал свидетельствует лишь о том, что на данной территории заведомо присутствуют радоноопасные участки. В пределах районов (кадастровых кварталов), с умеренным радоновым потенциалом

могут существовать условия для повышенных потоков радона, однако, их реализация в каждом конкретном случае зависит от глубины залегания грунтов с повышенной концентрацией радия, конструкции и глубины заложения фундаментов зданий. На территориях, характеризующихся низким радоновым потенциалом, вероятность повышенного радоновыделения из грунтов практически стремится к нулю, независимо от конструкции и глубины заложения подземной части зданий.

6.2.3 Карта геогенного радонового потенциала Москвы

Как указывалось выше, в нашей стране пока, к сожалению, не накоплено достаточно данных для того чтобы построить карту геогенного радонового потенциала России – это задача будущих исследований. Однако есть возможность отработки методики построения такой карты на примере крупных городов, для которых уже собран необходимый массив входных данных. В данной работе предлагается методика построения карты радонового потенциала на примере Москвы (в пределах МКАД). К настоящему времени на территории Москвы накоплен обширный фактический материал, полученный в ходе массовых инженерно-экологических изысканий на участках строительства. В перспективе подобный материал должен быть получен и для других городов и населенных пунктов страны, что в конечном итоге позволит в будущем создать карту радонового потенциала России, основанную на изложенных в данной главе принципах.

Для построения карты геогенного радонового потенциала Москвы было проведено обобщение и анализ данных по плотности потока радона с поверхности грунтов и удельной активности радия в грунтах эффективной толщи. Пространственное распределение участков с аномальными значениями ППР на территории Москвы было взято в соответствии с уточненной Картой пространственного распределения аномалий ППР на территории Москвы масштаба 1:25 000, построенной автором диссертации в рамках проекта «Крупномасштабное геологическое картографирование территории г. Москвы». В обобщенном виде эта карта приведена на рисунке 58 (см. главу 5).

Для характеристики удельной активности радия в грунтах исследуемой территории были использованы результаты изучения природной радиоактивности грунтов Москвы, полученные нами ранее [Микляев и др., 2001; Петрова 2011]. Пробы отбирались практически из всех геолого-генетических комплексов грунтов, слагающих верхнюю часть разреза Москвы до глубины 50-70 м. Результаты приведены в таблице 24.

Таблица 24. Ранжирование грунтов Москвы по удельной активности радия ($A_{Ra}^{ДПР}$).

Возраст и состав отложений		Стратиграфический индекс	Количество образцов	Удельная активность радия в грунтах, Бк/кг				Ранг по параметру $A_{Ra}^{ДПР}$
				среднее значение $\overline{(A_{Ra}^{ДПР})}$	макс. ÷ мин.	стандарт (σ)	параметр $A_{Ra}^{ДПР} = \overline{A_{Ra}^{ДПР}} + 3\sigma$	
Каменно-угольная система	Известняки и доломиты	C ₂₋₃	27	12,5	8,2 ÷ 22,6	5,1	27,8	I
	Мергели	C ₂₋₃	9	8,1	6,0 ÷ 10,2	1,9	13,8	I
	Глины мергелистые	C ₂₋₃	18	12,7	5,2 ÷ 21,0	3,2	22,3	I
Юрская система	Глины и суглинки	J _{3к-о}	96	26,0	14,6 ÷ 120,0	15,0	71,0	II
	Суглинки и супеси	J _{3т}	75	22,2	10,3 ÷ 400,0	20,4	83,6	II
Меловая система	Суглинки и супеси	K ₁	7	12,6	4,0 ÷ 22,2	6,3	31,5	I
	Пески	K ₁₋₂	28	5,9	2,5 ÷ 12,0	2,8	14,3	I
Четвертичная система	Суглинки и глины	prII-III	586	24,2	14 ÷ 42	4,7	39,0	I
	Суглинки	gI-II; lgII; lbIII	430	14,6	9,8 ÷ 26,4	3,2	24,2	I
	Пески и супеси	fl-II; lgII; al-III	360	7,0	3,0 ÷ 14,4	2,3	14,0	I
	Пески и супеси	aIV	383	11,7	5,5 ÷ 21,3	5,2	27,3	I

В таблице приведены параметры распределения удельной активности естественных радионуклидов в различных геолого-генетических комплексах грунтов, слагающих территорию Москвы. Для ранжирования грунтов по удельной активности радия была проведена статистическая обработка данных. Статистический анализ распределения радия в основных (наиболее распространенных) геолого-генетических типах отложений, показал, что этот показатель зависит, прежде всего, от их литологического состава. Возраст и генезис имеют подчиненное значение. Проведенные исследования позволили предложить упрощенную типизацию, включающую 11 типов отложений, различного возраста, генезиса и литологического состава, обладающих характерными значениями удельной активности радия и незакономерным распределением этого показателя в пределах каждого из выделенных типов.

На основе полученных данных проведено ранжирование основных типов грунтов по параметру $A_{Ra}^{ДПР}$. Результаты ранжирования грунтов Москвы по удельной активности радия приведены в таблице 24. Из таблицы видно, что грунты, слагающие верхнюю часть разреза на территории Москвы, относятся к I и II рангу по удельной активности радия. Грунты III-го ранга (параметр $A_{Ra}^{ДПР} > 100$ Бк/кг) на исследуемой территории отсутствуют. Повышенные содержания радия на исследуемой территории отмечены в юрских келловей-оксфордских и титонских глинистых отложениях. Эти отложения характеризуются наиболее высокими значениями в среднем, и значительным разбросом удельной активности ^{226}Ra [Петрова 2011]. В келловей-оксфордской глинистой толще встречаются прослои и линзы, мощностью от 0,5 до 5-7 м, с удельной активностью ^{226}Ra , достигающей значений (60-120) Бк/кг. Высокие концентрации радия связаны, скорее всего, с формированием в иловых водах на стадии диагенеза, восстановительных условий, благоприятных для концентрирования в донных осадках урана.

Известно, что восстановительные условия способствуют переходу урана из шестивалентной подвижной U(VI) в четырехвалентную неподвижную форму U(IV) [Титаева 2000]. В супесчано-суглинистых отложениях титонского яруса встречаются аномально высокие концентрации ^{226}Ra – до 400 Бк/кг, которые связаны с фосфоритами, встречающимися здесь как в виде конкреций, так и в рассеянной форме. По результатам многочисленных исследований в области геохимии урана [Баранов, Титаева, 1969; Титаева, 2005], фосфоритам всегда сопутствует высокое содержание урана. Существуют сведения, что фосфориты могут встречаться и в нижних песчаных горизонтах нижнего мела [Москва... 1997], однако за период многолетних исследований таких случаев встречено не было. По крайней мере, на территории г. Москвы включения фосфоритов были отмечены только в отложениях титонского (волжского) яруса верхней юры. Для юрских отложений, как для келловей-оксфордских глин, так и для

титонских суглинков и супесей, параметр $A_{Ra}^{ДПП}$ находится в пределах от 40 до 100 Бк/кг (см. табл. 24), то есть их следует отнести ко II рангу по удельной активности радия. При проектировании и строительстве на территориях, где данные отложения попадают в «эффективную» толщу, есть вероятность, что в основании зданий могут оказаться грунты удельной активностью радия более 40 Бк/кг, что, в свою очередь, может привести к формированию повышенных концентраций радона в зданиях. То есть, на таких территориях следует уделять внимание мерам по защите зданий от радона.

Все остальные грунты на исследуемой территории, независимо от их литологического состава и свойств, относятся к I категории по удельной активности радия. Это значит, что практически гарантированно удельная активность радия в них не превысит 40 Бк/кг.

Следующим шагом, по данным инженерно-геологических скважин, имеющихся в базе данных Института геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, ведущим научным сотрудником лаборатории геоинформатики и компьютерного картографирования ИГЭ РАН Е.А. Карфидовой была построена карта глубины залегания кровли юрских отложений масштаба 1 : 50 000. Линии равных глубин залегания кровли юрских отложений проведены с интервалом в 10 м (10; 20; 30; 40; 50 м). На основе этой карты была построена карта пространственного распределения исходных данных (рис. 60). Были выделены области, в пределах которых юрские отложения залегают на глубине менее 20 м, т.е. попадают в приповерхностную эффективную толщу. Данным областям присвоен II ранг по удельной активности радия в грунтах ($40 \leq A_{Ra}^{ДПП} \leq 100$ Бк/кг). Остальной территории, на которой юрские отложения либо залегают глубже 20 м, либо отсутствуют (размыты), присвоен I ранг по удельной активности радия в грунтах ($A_{Ra}^{ДПП} < 40$ Бк/кг). Кроме того, на карту были нанесены участки с аномальными значениями ППР (в среднем по участку ППР > 150 мБк/м²с) в соответствии с Картой пространственного распределения аномалий ППР на территории Москвы (см. рис. 58, глава 5). Затем, на карту были нанесены границы элементарных территориальных единиц (кадастровых кварталов). В результате была получена карта пространственного распределения исходных данных (рис. 60).

Затем каждому кадастровому кварталу присваивался ранг по показателям $A_{Ra}^{ДПП}$ и ППР в соответствии с методологией, описанной в предыдущем разделе (рис. 61 а), и радоновый потенциал в соответствии с таблицей 22 (рис. 61 б). При ранжировании кварталов ранги по $A_{Ra}^{ДПП}$ и ППР присваивались по наибольшим значениям $A_{Ra}^{ДПП}$ и ППР, присутствующим в пределах каждого квартала.

В результате была построена геогенного радонового потенциала Москвы. Карта приведена на рисунке 62.

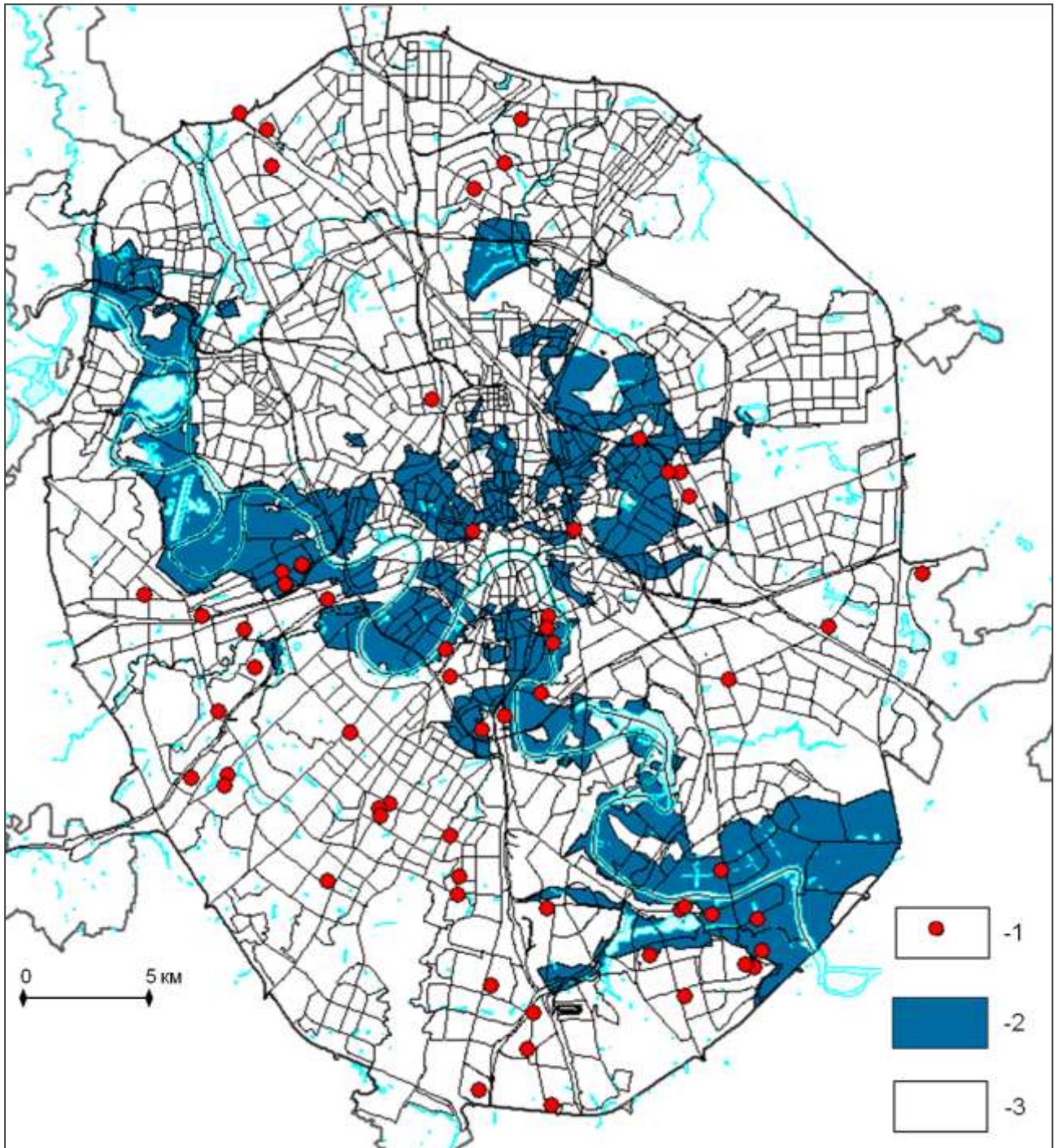


Рисунок 60. Карта пространственного распределения параметров ППР и A_{Ra}^{DPP} на территории Москвы. 1 – участки с аномальными значениями плотности потока радона ($ППР > 150$ Бк/м²с); 2,3 – удельная активность радия в грунтах эффективной толщи: 2 – $40 \leq A_{Ra}^{DPP} \leq 100$ Бк/кг; 3 – $A_{Ra}^{DPP} < 40$ Бк/кг.

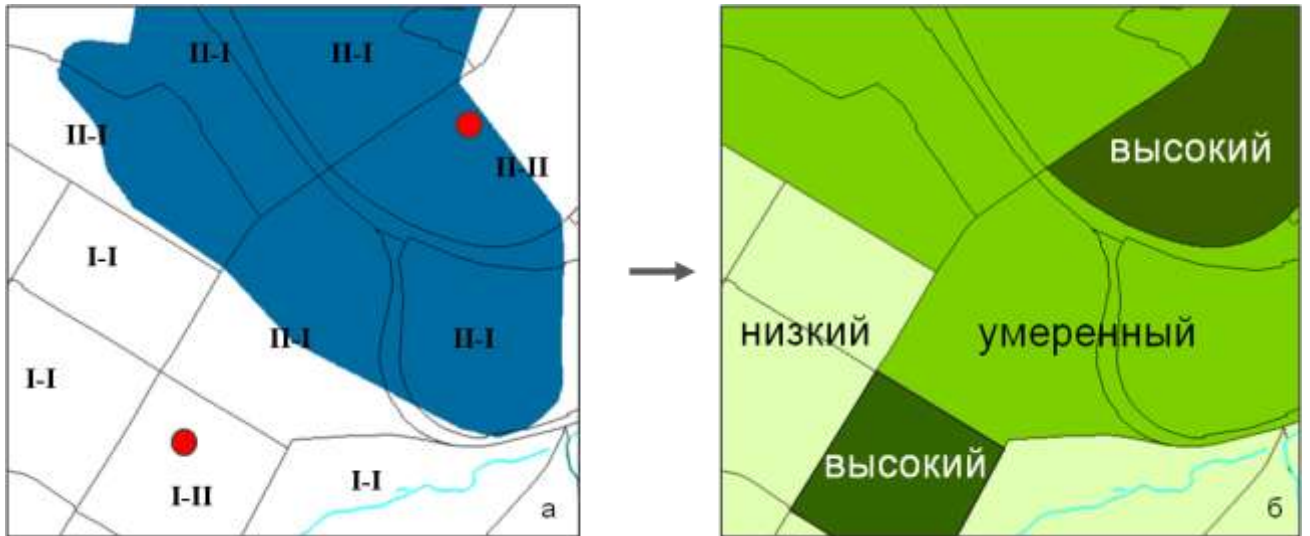


Рисунок 61. Ранжирование территории по показателям $A_{Ra}^{ДПР}$ и ППР (а) и оценка геогенного радонового потенциала для каждой элементарной территориальной единицы (б). На рисунке (61а) римскими цифрами обозначен ранг кадастровых кварталов по $A_{Ra}^{ДПР}$ (первая цифра) и по ППР (вторая цифра через дефис), остальные обозначения см. рис. 60. На рисунке (61б) оттенками болотного цвета показаны градации геогенного радонового потенциала от светлого (низкий), до темного (высокий).

Следует отметить, что технология построения карты, а именно, использование в качестве элементарных таксонов кадастрового деления, предусматривает, возможность работы в разных масштабах, от 1:10 000 и крупнее, при работе в рамках отдельных районов и округов, до 1:50 000 и мельче при оценках в пределах города в целом. Таким образом, разработана концепция оценки потенциальной радоноопасности территорий, основанная на анализе геологического строения территории и учитывающая закономерности формирования радонового поля. Предлагаемая концепция, в том числе, может лечь в основу усовершенствования существующих и разработки новых нормативных документов в градостроительной отрасли. Карта геогенного радонового потенциала Москвы может быть примером для создания подобных карт для других регионов России.

Несмотря на то, что одним из важнейших направлений использования таких карт являются инженерные изыскания для строительства на предпроектных и прединвестиционных этапах, область возможного применения карт геогенного радонового потенциала не ограничивается строительной отраслью. Эти карты необходимы, прежде всего, муниципальным органам власти

для градостроительного планирования и составления планов развития населенных пунктов, для ориентации в экологической ситуации в населенном пункте (округе, районе).

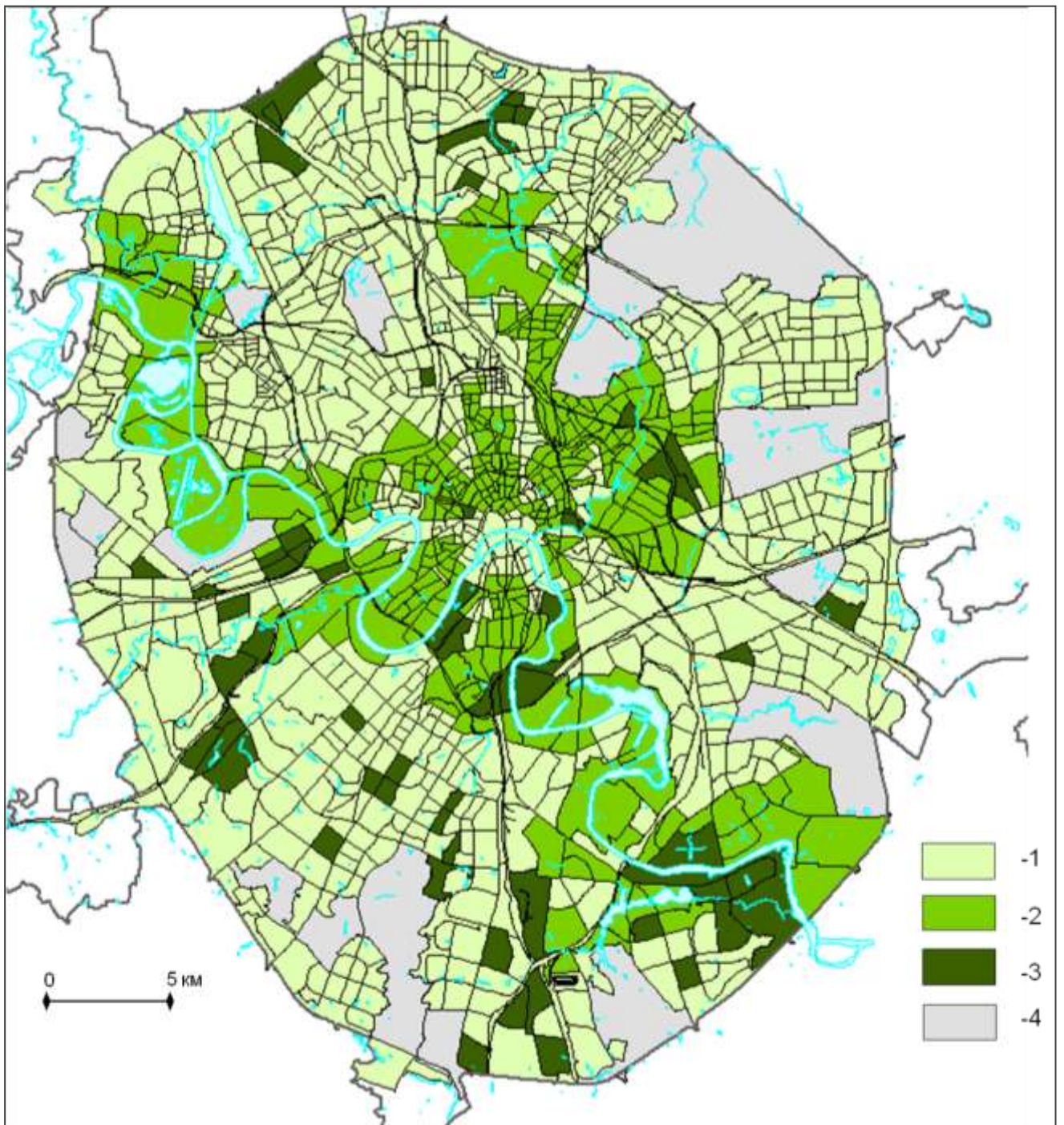


Рисунок 62. Карта геогенного радонового потенциала Москвы. Геогенный радоновый потенциал территории: 1 – низкий; 2 – умеренный; 3 – высокий; 4 – нет данных (парковые зоны).

Также данные материалы должны представлять интерес для кадастровых органов, проводящих оценку стоимости земель и объектов недвижимости, а также для страховых компаний, т.к. могут влиять на размеры страховой премии, например, при страховании жизни и здоровья людей, постоянно проживающих на данной территории. Кроме того, такие карты необходимы соответствующим подразделениям Роспотребнадзора (Федерального медико-биологического агентства России) т.к. могут (и в перспективе должны) лечь в основу стратегии ограничения облучения населения России от природных источников ионизирующего излучения, и, прежде всего, защиты от радона. И, наконец, карты радонового потенциала являются ресурсом, направленным на предоставление информации гражданам страны интересующимся радоновой обстановкой в том или ином районе, например, при покупке жилья, или в своем доме, просто из любопытства. Учитывая последнее, такие карты с обязательным сопроводительным текстом, трактующим их содержание, должны быть оформлены в виде интерактивного интернет-ресурса, простого в использовании, постоянно обновляемого, и, главное, находящегося в свободном доступе.

6.3 Новые подходы к оценке потенциальной радоноопасности участков строительства

6.3.1 Существующая система нормирования показателей потенциальной радоноопасности участков строительства

Оценка потенциальной радоноопасности отдельных участков строительства является более узкой задачей по сравнению с картированием потенциальной радоноопасности территорий. Данный вид исследований выполняется в рамках инженерно-экологических изысканий на стадии разработки проекта в масштабе 1:500 – 1:5 000. Цель такой оценки на основе комплекса оперативных измерений ответить на вопрос – присутствуют ли на данном конкретном участке признаки потенциальной радоноопасности или нет. В случае если на участке признаки потенциальной радоноопасности гарантированно отсутствуют его можно считать безопасным по радону (радонобезопасным), а, следовательно, при проектировании на таких участках никаких мер по защите проектируемых зданий от радона не требуется. В случае если на участке присутствуют признаки потенциальной радоноопасности, участок считается потенциально радоноопасным, т.е. на нем необходима оценка возможного поступления радона в проектируемые здания с последующим расчетом (в случае необходимости) противорадоновой защиты.

Сложилось так, что исследования по оценке потенциальной радоноопасности участков строительства регламентируются в большей мере не строительными, а санитарными

нормативно-методическими документами. Дело в том, что оценка потенциальной радоноопасности территорий, по сути, имеет непосредственное отношение к оценке воздействия окружающей среды на здоровье человека, что естественно регламентируется санитарными правилами и нормами. При этом никакие строительные нормы и правила не должны противоречить СанПиН 2.6.1.2523-09 «Нормы радиационной безопасности (НРБ-99/2009)» и СП 2.6.1.2612-10 «Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности (ОСПОРБ 99/2010)». Если в НРБ-99/2009 регламентируется только среднегодовое значение ЭРОА радона в помещениях, что не относится напрямую к оценке потенциальной радоноопасности территорий, то согласно ОСПОРБ-99/2010 (п. 5.1.6): «При выборе участков территорий под строительство зданий жилищного и общественного назначения выбираются участки с мощностью эквивалентной дозы гамма-излучения менее 0,3 мкЗв/ч и плотностью потока радона с поверхности грунта не более 80 мБк/м²с. При проектировании здания на участке с плотностью потока радона с поверхности грунта более 80 мБк/м²с в проекте должна быть предусмотрена система защиты здания от радона». Для зданий производственного назначения такой уровень ППР составляет 250 мБк/м²с. Естественно, что санитарные правила не регламентируют ни стадию проектирования, на которой необходимо проводить такого рода исследования, ни конкретные размеры участка для которого необходимо проводить оценку, ни методы измерения (определения) ППР, ни методику оценки потенциальной радоноопасности участков. По идее эти вопросы должны освещаться в строительных нормативах. Однако и в строительных нормах и правилах, таких как СНиП 11-02-96 «Инженерные изыскания для строительства. Основные положения», СП 47.13330.2012 «Инженерные изыскания для строительства. Основные положения. Актуализированная редакция СНиП 11-02-96», СП-11-102-97 «Инженерно-экологические изыскания для строительства», эти вопросы регламентированы несколько лучше, однако, в основном все же приведены ссылки на соответствующие санитарно-гигиенические нормативные документы.

Наиболее подробно технология проведения оценки потенциальной радоноопасности территорий регламентируется МУ 2.6.1.2398-08 «Радиационный контроль и санитарно-эпидемиологическая оценка земельных участков под строительство жилых домов, зданий и сооружений общественного и производственного назначения в части обеспечения радиационной безопасности». Методические указания разработаны в системе Федеральной службы по надзору в сфере защиты прав потребителей и благополучия человека (Роспотребнадзора) и утверждены Главным государственным санитарным врачом Российской Федерации Г.Г. Онищенко 2 июля 2008 года. Документ предназначен, прежде всего, для специалистов Роспотребнадзора, однако, как указано в п. 1.3, Методическими указаниями должны руководствоваться «...также индивидуальные предприниматели и юридические лица,

деятельность которых связана с проектированием и строительством жилых, общественных, производственных зданий и сооружений, а также проведением радиационного контроля земельных участков под строительство». То есть, данный документ является обязательным, в том числе, и для организаций, осуществляющих деятельность в области строительного проектирования и инженерных изысканий для строительства.

Согласно МУ 2.6.1.2398-08 п. 6.1: «Основным признаком потенциальной радоноопасности земельных участков, значение которого подлежит определению при радиационном контроле, является плотность потока радона (ППР) с поверхности грунта на участке планируемой застройки в пределах контура проектируемых объектов строительства». Измерения ППР проводятся в контрольных точках, расположенных в узлах сети 10X10 м, но не менее чем в 10 точках в пределах каждого контура. Когда точное положение габаритов проектируемых сооружений неизвестно (например, на предпроектных этапах), предусмотрены измерения ППР по разреженной регулярной сети на всей территории отведенной под строительство. Последнее, вообще говоря, имеет мало смысла, т.к. просто дублирует последующие проектные изыскания. То есть, оценка потенциальной радоноопасности участков строительства проводится на основе результатов однократных измерений ППР с поверхности грунта в пределах контура проектируемого объекта до начала строительных работ. Единственным признаком потенциальной радоноопасности (критерием отнесения участка к потенциально радоноопасной категории), согласно действующим нормативно-методическим документам, является превышение измеренного среднего значения ППР (с учетом неопределенности оценки) нормируемых уровней, установленных ОСПОРБ-99/2010 (для жилых и общественных зданий – 80 мБк/м²с).

Однако, как было показано в данной работе, существующий подход к оценке радоноопасности может приводить к некорректным результатам, как в связи с временной изменчивостью ППР с поверхности грунта (см. главу 3), так и ввиду незначительной (не более 1,5 м) глубины формирования потока радона с поверхности земли (см. главу 4). Последнее обстоятельство, строго говоря, делает затруднительной оценку потенциальной радоноопасности участка строительства при глубине заложения подземной части здания более 1,5 м, особенно в условиях, когда исследуемая территория представлена слоистой толщей, характеризующейся неоднородным распределением радия по разрезу. Временная же изменчивость ППР приводит к тому, что один и тот же участок в разное время может быть признан как опасным, так и безопасным в зависимости от случайного сочетания факторов и условий на участке в момент проведения измерений ППР. Причем, результаты мониторинга временной изменчивости ППР на режимных экспериментальных площадках (см. главу 3), а также исследования, проведенные нами ранее [Микляев 2005; Микляев и др., 2007, 2008; Маренный и др., 2011] показывают, что

какого-либо основного, ведущего фактора или группы факторов, определяющих временную изменчивость потока радона не существует. В этой связи возможность учета временных колебаний ППР, например, путем ввода каких-либо корректирующих коэффициентов или поправок (например, за влажность грунта, за атмосферное давление, за температуру и т.п.), приводящих измеренное значение к среднегодовому, отсутствует. Все это определяет необходимость разработки новых, научно обоснованных подходов к оценке потенциальной радоноопасности участков строительства.

6.3.2 Определение расчетной плотности потока радона из грунта

На основе исследований, в том числе, проведенных в рамках данной работы, можно сделать вывод, что в пределах платформенных территорий повышенное выделение радона из геологической среды может быть обусловлено в основном двумя причинами (двумя типами эманлирующих объектов):

- присутствием в приповерхностной части геологического разреза пород, характеризующихся повышенным радоновыделением, т.е. сочетанием повышенного содержания радия и высокой эманлирующей способности;
- наличием на территории геодинамически активных зон различного масштаба и генезиса (собственно активные разломы, зоны изгибных деформаций, регматическая (ротагенная) сеть линейментов и т.п.) в пределах которых происходят современные, сиюминутные деформации грунтового массива, создающие условия для интенсификации вертикального переноса газов вблизи поверхности земли, и формирования аномалий радонового поля.

То есть основная задача оценки потенциальной радоноопасности отдельных участков строительства, как и более крупных территорий (см. предыдущий раздел), должна заключаться в выявлении этих основных признаков радоноопасности – повышенных концентраций радия в грунтах и аномальных радоновых полей. Присутствие на участке одного из перечисленных признаков является основанием для отнесения участка к потенциально радоноопасной категории.

Таким образом, в ходе инженерно-экологических изысканий для строительства необходимо определять удельную активность радия и коэффициент эманлирования в грунтах до глубины не менее 1,5-3,0 м ниже отметки проектируемого заложения подземной части здания (активный слой грунта), а также параметры радонового поля территории, например, плотность потока радона с поверхности грунта. Подчеркнем, однако, что непосредственные измерения ППР с поверхности грунта необходимо проводить исключительно с целью выявления аномальных

радоновых полей, а не для оценки потенциальной радоноопасности путем сравнения измеренных значений с нормируемыми уровнями.

Однако, проведение оценки потенциальной радоноопасности участков строительства по удельной активности радия в грунтах затруднено в связи с тем, что этот параметр санитарными правилами и нормами не регламентируется (за исключением крайне высоких активностей, когда решается вопрос об отнесении того или иного вещества к радиоактивным отходам). Да и вообще, руководствуясь ОСПОРБ-99/2010 (а больше ничем иным мы руководствоваться не можем), оценка радоноопасности может быть проведена только по значениям «плотности потока радона с поверхности грунта», при превышении которой значения 80 мБк/м²с (для жилых и общественных зданий), «в проекте должна быть предусмотрена система защиты здания от радона» (ОСПОРБ-99/2010).

Рассмотрим несколько подробнее, что представляет собой нормируемый уровень ППР 80 мБк/м²с, и откуда он был взят в ОСПОРБ-99/2010. Этот уровень получен путем решения обратной задачи радонового баланса для так называемого «модельного» или «эталонного» дома НКДАР ООН [Источники, ... 1992; 2001; Маренный и др. 2006]. При подстановке в решение задачи среднемировых усредненных значений параметров радонового баланса, получается, что среднегодовое значение ЭРОА радона в воздухе «эталонного» дома может превышать допустимый уровень для вновь построенных зданий – 100 Бк/м³ (НРБ-99/2009), в случае, если среднегодовое значение ППР из грунтов основания здания превышает значение 80 мБк/м²с. Результат получен при условии отсутствия какой-либо противорадовой защиты (весь радон, выделяющийся из грунтов, поступает в помещение), с учетом 10% вклада торона, которым, вообще говоря, можно пренебречь. В принципе, имелась в виду модель сельского одноэтажного дома, без подвала и без плиты перекрытия (т.н. консервативный подход, принятый в радиационной, и иной безопасности). Таким образом, установленное в ОСПОРБ-99/2010, нормируемый уровень ППР из грунтов на участке строительства – это, по сути, среднегодовое значение ППР из грунтов основания в помещения здания при условии отсутствия радонозащиты (весь радон, выделяющийся из грунтов, поступает в помещение). Между тем, многие специалисты, в том числе, и авторы перечисленных выше нормативно-методических документов, вынужденно не обращают должного внимания на существование принципиальной разницы между измеренным на участке «мгновенным» значением потока радона с поверхности грунта (с поверхности земли) и среднегодовым значением ППР из грунтов основания проектируемого здания.

Таким образом, соблюдая действующие санитарные нормы и правила, и, при этом, не нарушая физического смысла используемых величин, оценку потенциальной радоноопасности участков строительства следует проводить на основе определения среднегодового значения

ППР из грунта в проектируемые здания. Очевидно, что среднегодовое значение плотности потока радона из грунтов основания в помещения проектируемого здания нельзя получить по результатам «мгновенных» однократных измерений ППР с поверхности земли в случайный момент времени. И вообще эту величину непосредственно измерить практически невозможно (организация долговременных режимных наблюдений в шурфах на каждой строительной площадке здесь не рассматривается, как совершенно неприемлемая ни с финансовой, ни с практической точки зрения). Однако среднегодовое значение ППР из грунтов основания проектируемого здания можно оценить, по крайней мере, приблизительно, на основе достаточно простых расчетов.

Как показано в рамках данной диссертации (см. главу 4 и 5), а также в наших предыдущих работах [Микляев и др., 2008; 2013], в условиях фоновых радоновых полей, т.е. при преимущественно диффузионном переносе радона в массиве грунтов, усредненная плотность потока радона из грунтов почти детерминировано определяется концентрацией радия и коэффициентом эманирования грунтов основания здания. На этом положении основан также предложенный Л.А. Гулабянцем параметр, характеризующий поступление радона из грунтов основания в здание, – радоновый потенциал грунта (Π_{Rn}) [Гулабянц, 2013]. Таким образом, используя упрощенную модель переноса радона, исключая конвективные потоки радона в массиве, можно рассчитать значение плотности потока радона из грунтов в зависимости от концентрации в грунтах радия, коэффициента эманирования, плотности и других свойств грунта.

На основе проведенных исследований предложено простое соотношение для расчета среднегодового значения ППР из грунта, вытекающее из соотношения (3) при условии диффузионного переноса радона в массиве:

$$\text{ППР}_p = 1000 A_{Ra}^{\text{ДПР}} \frac{K_{эм}}{1-K_{эм}} \rho \lambda l \quad (21)$$

где ППР_p – расчетная величина плотности потока радона из грунта, мБк/м²с; $A_{Ra}^{\text{ДПР}}$ – удельная активность радия-226 в грунте, определенная по дочерним продуктам распада в условиях отсутствия радиоактивного равновесия, Бк/кг; $K_{эм}$ – коэффициент эманирования, отн. ед.; ρ – плотность грунта, кг/м³; λ – постоянная распада радона, 1/с; l – длина диффузии радона, м.

Длина диффузии радона в реальных грунтах колеблется в ограниченных пределах от 0,5 до 1,5 м, эту величину можно условно принять постоянной, равной 0,8 м для слабопроницаемых глинистых грунтов, и 1,4 м для хорошо проницаемых отложений. Тогда, подставляя в

соотношение (5) численные значения постоянных величин λ и l , получаем упрощенную расчетную формулу:

$$\text{ППР}_P = k A_{Ra}^{\text{ДПР}} \frac{K_{\text{ЭМ}}}{1-K_{\text{ЭМ}}} \rho \quad (22)$$

где k - коэффициент, зависящий от длины диффузии радона в грунтах, равный 0,002 для слабопроницаемых глинистых грунтов и 0,003 для хорошо проницаемых отложений.

Результаты расчета плотности потока радона по формуле (22) показывают хорошую сходимость как со среднегодовыми значениями ППР, определенными на экспериментальных площадках (см. главу 3), так и с усредненными данными, полученными по результатам обобщения измерений ППР на территории Москвы [Микляев и др, 2008].

Таким образом, на основании расчетов по формуле (22) может быть получена величина расчетного среднегодового значения ППР с поверхности любого слоя грунта, слагающего геологический разрез на участке строительства. Для проведения расчетов необходимо определить удельную активность радия, коэффициент эманирования и плотность грунтов в каждом литологическом слое (инженерно-геологическом элементе) на исследуемом участке. Определение перечисленных выше параметров проводится в образцах, отобранных из инженерно-геологических скважин, из каждого литологического слоя грунта (инженерно-геологического элемента), слагающего разрез участка. Глубина опробования определяется проектной глубиной заложения подземной части здания, а также расстоянием, на которое переносится радон в грунтовом массиве (мощностью активного слоя). В общем случае пробы следует отбирать до глубины 1,5-3,0 м ниже проектируемой отметки заглубления подземной части здания.

Все параметры, входящие в расчетную формулу (22), могут быть с достаточной точностью определены в лабораторных условиях. Удельная активность радия ($A_{Ra}^{\text{ДПР}}$) может быть легко и оперативно определена на сцинтилляционных гамма-спектрометрических комплексах, входящих в комплект измерительной аппаратуры любой лаборатории радиационного контроля. Плотность грунтов следует брать по результатам инженерно-геологических изысканий, или определять по соответствующим методикам. Определение коэффициентов эманирования – нетривиальная задача, требующая специального оборудования и определенных навыков персонала. Однако, учитывая постоянство коэффициентов эманирования грунтов, обладающих однородным составом и генезисом, и независимость этого показателя от внешних условий (температуры, влажности), при расчетах величины ППР_P целесообразно использовать усредненные (репрезентативные) значения коэффициентов эманирования грунтов различного

состава, определенные по ограниченным выборкам (см. главу 2). Такие репрезентативные значения коэффициентов эманирования для грунтов Москвы определены в главе 2. Результаты исследований на более обширной части Восточно-Европейской платформы (Московская, Тверская, Ленинградская, Новгородская, Курская, Нижегородская обл., респ. Карелия), а также на прилегающих территориях (Урал, Северный Кавказ), позволили получить уточненные репрезентативные значения коэффициентов эманирования различных типов грунтов, которые целесообразно использовать при расчетах величины $ППР_p$. Эти значения приведены в таблице 25.

Таблица 25. Значения коэффициента эманирования для различных типов грунтов.

Тип грунта	Коэффициент эманирования, отн.ед.
Пески, супеси	0,25
Суглинки	0,35
Глины	0,40
Грунты с высоким содержанием органического вещества	0,55
Рыхлая кора выветривания скальных пород (дресва, мука, суглинок)	0,35
Обломочная кора выветривания скальных пород (глыбы, щебень, гравий)	0,20
Скальные и полускальные породы	0,10

По результатам определения перечисленных выше параметров, для каждого литологического слоя проводится расчет величины $ППР_p$ по формуле (22). Максимальное из полученных на участке расчетных значений $ППР - (ППР_p)_{max}$ сравнивается с нормируемым уровнем $ППР$ для строительных площадок, установленным ОСПОРБ-99/2010.

В случае, если в разрезе участка до глубины 1,5-3,0 м ниже проектируемой отметки заглубления подземной части здания, присутствуют грунты со значением $ППР_p$, превышающим нормируемый уровень, установленный ОСПОРБ-99/2010, на участке присутствуют признаки потенциальной радоноопасности, а, следовательно, при разработке проекта необходимо

провести оценку поступления радона в проектируемые здания, и, в случае необходимости, предусмотреть меры по защите от радона. При отсутствии в разрезе грунтов с величиной $ППР_p$, превышающей нормируемые уровни, участок может быть отнесен к радонобезопасным, при условии, что территория характеризуется фоновым радоновым полем (на участке отсутствуют anomalно высокие значения ППР с поверхности грунта). На таких участках никаких дополнительных мер по оценке поступления радона в здания не требуется.

Предлагаемый алгоритм позволяет учитывать удельную активность радия и коэффициент эманирования грунтов в ходе оценки радоноопасности, следуя при этом всем требованиям санитарно-гигиенических нормативных документов.

6.3.3 Критерии выявления аномальных радоновых полей

Оценка потенциальной радоноопасности территорий по расчетной величине $ППР_p$ может быть выполнена только в условиях фоновых радоновых полей, при преобладающем диффузионном механизме переноса радона, когда плотность потока радона определяется исключительно интенсивностью радоновыделения грунтов. В случае если на участке по тем или иным причинам формируются аномальные радоновые поля, обусловленные конвективным переносом, поток радона из грунтов в здания практически не зависит от удельной активности радия в грунтах и коэффициента эманирования. В таких случаях оценить потенциальную радоноопасность территории можно только по результатам непосредственных измерений параметров радонового поля. Параметрами, косвенно или напрямую свидетельствующими о состоянии радонового поля, являются:

- плотность потока радона с поверхности грунтов;
- объемная активность радона в подпочвенном воздухе на глубине 0,5-1,0 м;
- объемная активность (или ЭРОА) радона в воздухе зданий, расположенных на территории;
- объемная активность радона в подземных водах.

В принципе аномальные значения любого из перечисленных параметров могут свидетельствовать об аномальном радоновом поле территории, однако далеко не все из них могут быть использованы в практике инженерно-экологических изысканий. Так, например, опробование водоносных горизонтов на содержание радона в рамках отдельных строительных площадок является достаточно непростой задачей, методически и методологически не отработанной, требующей сложных процедур пробоотбора и измерений. Кроме того, данных по содержанию радона в подземных водах не так много, чтобы можно было четко определить, какие именно концентрации радона в подземных водах можно считать аномальными.

Концентрации радона в существующих зданиях, как было указано в предыдущих разделах, существенно зависят от условий измерений, конкретной конструкции зданий и отдельных помещений, кроме того, этот параметр может быть использован только при наличии существующих зданий на участке или в непосредственной близости от него.

Как было указано выше (см. главу 1), во многих странах, в качестве параметра, характеризующего радоновое поле территории, используется объемная активность радона в подпочвенном воздухе. Однако этот параметр, во-первых, подвержен весьма существенным и незакономерным пространственно-временным колебаниям, причем в слабопроницаемых грунтах колебания ОА радона в подпочвенном воздухе превышают колебания ППР (см. главу 3). Во-вторых, и это главное, для измерений ОА радона в подпочвенном воздухе необходимо вмешательство в грунтовый массив, а именно, нарушение его естественной структуры (бурение шпуров) и условий переноса подпочвенного воздуха в массиве (принудительная откачка проб воздуха). По этой причине результаты измерений крайне чувствительны к особенностям применяемых методик пробоотбора, прежде всего, таким как способ и глубина погружения пробоотборника и скорость прокачки воздуха. Очевидно также, что особенности пробоотбора сильно зависят от характеристик грунтов, в которых этот пробоотбор проводится, прежде всего, от плотности, проницаемости и состава грунта (рыхлый, скальный, полускальный, трещиноватый, массивный и т.п.). Например, как указано в работе [Gruber et al., 2013] два различных способа погружения зонда, применяющиеся в Чехии (глубина шпура 0,8 м, зонд плотно притерт к стенкам шпура) и в Германии (глубина шпура 1,0 м, изоляция области пробоотбора от атмосферного воздуха проводится с помощью надувной груши), дают разные результаты при объективно одинаковых условиях на площадке. Кроме того, способы пробоотбора почвенного воздуха, успешно применяющиеся в рыхлых грунтах средней Европы (Чехия, Германия), совершенно неприменимы, например, для плотных скальных подпочв Средиземноморья, где заглубление зонда даже на 0,2-0,3 м представляет собой нелегкую задачу. Опыт показывает, что в ряде случаев проходка шпура в достаточной мере изолированного от атмосферного воздуха (для гарантии отсутствия подсоса атмосферного воздуха в пробоотборник), в принципе невозможна.

По нашему мнению, в качестве оптимального параметра для выявления аномальных радоновых полей может выступать плотность потока радона с поверхности грунтов. В пользу этого говорит и практическое соображение: для ППР уже создана действующая на протяжении ряда лет система измерения, обеспеченная нормативной и аппаратурной базой. Единственным недостатком данного параметра является указанная выше временная изменчивость ППР. Однако временная нестабильность является, если можно так выразиться, фундаментальным свойством радонового поля, и практически в одинаковой мере характерна как для ППР, так и

для ОА радона в подпочвенном воздухе, и для любых других параметров. Задачей исследователя должны быть не попытки полностью избавиться от этой нестабильности, что в принципе невозможно, а выбор условий и методов измерений, позволяющих минимизировать неопределенности, а также правильная интерпретация полученных результатов. Несомненным преимуществом измерений ППР является минимальное нарушение структуры грунтового массива и условий переноса радона в массиве в процессе пробоотбора, что обеспечивается унифицированным пассивным методом пробоотбора, независимым от состава и проницаемости грунтов (процедура установки накопительных камер на любых грунтах одинакова). Это делает использование измерений ППР с поверхности грунтов, несомненно, более предпочтительным, по сравнению с ОА радона в подпочвенном воздухе. Кроме того, нельзя не учитывать и тот факт, что в нашей стране подобные измерения уже «поставлены на поток». Существуют простые, опробованные на практике и хорошо себя зарекомендовавшие методики измерений и оборудование, доступное для любой лаборатории радиационного контроля. Таким образом, для оценки потенциальной радоноопасности участков строительства, кроме определения величины $ППР_p$, необходимо проведение полевых измерений ППР с целью выявления возможных аномалий радонового поля.

Методические аспекты измерения плотности потока радона с поверхности грунта в целом не требуют корректировки. Они подробно изложены в упомянутых выше МУ 2.6.1.2398-08, а также в других методических документах и в специальной литературе [Методика... 1993; Определение... 1996/97; Кузнецов 1998; Зуевич и др., 2001; Яковлева 2011]. Вместе с тем, во всех методических документах, а также в литературе недостаточно внимания уделяется перечню условий на участке, при которых проведение измерений ППР с поверхности грунта невозможно. Единственным ограничением на проведение измерений является наличие на участке сплошного водного или ледового покрова. Во всех остальных случаях действующими нормативно-методическими документами проведение измерений допускается. Однако, исследования, проведенные в рамках данной диссертации (см. главу 3), показывают, что результаты измерений могут быть существенно искажены воздействием различных факторов, влияющих на поток радона, точный учет которых невозможен. Есть, однако, возможность более строго определить перечень условий, при которых проводить измерения ППР недопустимо, т.к. их результат гарантированно не будет отражать реальных значений плотности потока радона на участке. Прежде всего, это относится к условиям, когда приповерхностный слой грунта по тем или иным причинам избыточно увлажнен. При избыточном увлажнении активного слоя грунта его газопроницаемость крайне низка, и плотность потока радона стремится к нулевым значениям. Как показывают результаты мониторинга радонового поля (см. главу 3), такие условия часто формируются в период весеннего снеготаяния, во время зимних оттепелей, а

также в конце осени при затяжных дождях. Результаты полевых измерений ППР в таких условиях не отражают реальные потоки радона на участке. Кроме того, измерения ППР не целесообразно проводить при резких изменениях погодных условий, сопровождающихся значительными и высокоградиентными колебаниями температуры, влажности, атмосферного давления. Учитывая сказанное выше, полевые измерения ППР с поверхности грунта недопустимо проводить в следующих ситуациях:

- на поверхности искусственных или естественных (ледяных и т.п.) покрытий (без их пробивки и выдерживания лунок для установления диффузионного равновесия),
- в период зимних оттепелей и весеннего снеготаяния при появлении воды на подошве снежного покрова;
- в период затяжных дождей (сутки и более перед началом измерений);
- при избыточном увлажнении почв и грунтов на участке, когда почвенная масса обнаруживает текучесть (при сжимании в руке из нее выделяется вода, которая сочится между пальцами);
- при временном затоплении участка, когда в понижениях микрорельефа застаивается вода;
- при временном подтоплении участка, когда глубина уровня грунтовых вод и/или верховодки менее 0,5 м;
- при резком (в течение суток) изменении погодных условий (похолодание, потепление, и т.п.).

При наличии на участке хотя бы одного из неблагоприятных условий, перечисленных выше, следует либо изменить условия измерений (например, удалить асфальтовое или иное покрытие), либо перенести измерения ППР на период с более благоприятными условиями для выполнения измерений. Кроме того, из перечисленных ограничений следует, что полевые измерения ППР нецелесообразно проводить на заболоченных и постоянно переувлажненных участках. Очевидно, что в таких условиях плотность потока радона будет заведомо низкой, и оценку радоноопасности следует проводить по результатам определения расчетного значения $ППР_p$, привлекая по возможности результаты измерения концентраций радона в существующих зданиях, расположенных либо непосредственно на участке, либо в непосредственной близости от него (при наличии таковых).

Выявление аномальных радоновых полей может выполняться по результатам измерения ППР с поверхности грунта только при благоприятных условиях, т.е. при отсутствии на участке перечисленных выше ограничений.

Как указано в главе 5, для территории Восточно-Европейской платформы радоновое можно считать аномальным, если среднее значение ППР на участке с учетом неопределенности результата, превышает значение $150 \text{ мБк/м}^2\text{с}$, и/или одно или несколько частных значений ППР

в контрольных точках на участке с учетом погрешности измерения превышает $1000 \text{ мБк/м}^2\text{с}$. Однако значительная временная изменчивость ППР может привести к тому, что на участке с аномальным радоновым полем измеренное значение ППР, полученное по результатам однократных измерений плотности потока радона, проведенных в случайный момент времени, окажется ниже этих уровней. В этой связи необходим более надежный критерий для отнесения радонового поля на участке к аномальному типу. В данной работе предложен способ выявления аномальных радоновых полей на основе сравнения измеренных и расчетных значений ППР на участке. Опыт исследований показывает, что в условиях фоновых радоновых полей среднее значение измеренной плотности потока радона с поверхности грунта с учетом неопределенности результата ($ППР_{И}$) должно в целом соответствовать расчетной плотности потока радона $(ППР_{Р})_{max}$ на участке. Учитывая достаточно существенные колебания измеренных значений $ППР_{И}$, и неопределенность результатов расчета $ППР_{Р}$, измеренное значение на фоновых участках может превышать расчетное не более чем 3 раза. Более существенное превышение измеренной величины $ППР_{И}$ над расчетной величиной $ППР_{Р}$ свидетельствует об аномальном радоновом поле на участке, так как измеренные потоки радона в данном случае явно не обеспечиваются запасом радия в грунтах. Таким образом, можно сформулировать основное условие отнесения радонового поля на участке к аномальному типу в виде неравенства:

$$(ППР_{И} + \Delta) > 3 * (ППР_{Р})_{max} \quad (22)$$

где $ППР_{И}$ – измеренное среднее значение ППР на участке, Δ - неопределенность оценки измеренного среднего значения ППР на участке, $(ППР_{Р})_{max}$ – максимальное расчетное значение ППР на участке.

На участках, где выполняется неравенство (22), радоновое поле является аномальным; при невыполнении данного неравенства, радоновое поле на участке следует считать фоновым. Участки с аномальным радоновым полем относятся к потенциально радоноопасной категории, независимо от конкретных значений параметров $ППР_{Р}$ и $ППР_{И}$. При проектировании и строительстве на таких участках необходимо проведение оценки поступления радона в подвальные помещения проектируемых зданий (оценка потенциальной радоноопасности проектируемого здания), и, в случае необходимости, устройство противорадоновой защиты.

6.3.4 Алгоритм оценки потенциальной радоноопасности участков строительства

Обобщая все сказанное выше, представим общий алгоритм оценки потенциальной радоноопасности участков строительства, основанный на предложенных выше подходах. Алгоритм организации оценки потенциальной радоноопасности участка и принятия решений показан на рисунке 63. Алгоритм состоит из трех основных блоков – полевого, лабораторного и камерального, за которыми следует уже непосредственно оценочная часть. Полевые исследования включают в себя экспонирование накопительных камер для определения ППР с поверхности грунта, а также отбор проб грунта из инженерно-геологических скважин для последующего определения удельной активности радия, и др. свойств грунтов.

Проведение измерений ППР (экспонирования накопительных камер), возможно только при благоприятных условиях, т.е. в случае отсутствия на участке ограничений по условиям измерений, перечисленных в разделе 6.3.3. Если условия на участке не удовлетворяют указанным требованиям, то выясняется возможность изменить условия, например, провести инженерную подготовку территории, или перенести измерения на период с более благоприятными условиями. В случае невозможности изменения условий на участке или переноса измерений, оценку потенциальной радоноопасности допустимо проводить без непосредственных полевых измерений ППР. При этом, однако, в случае наличия на участке существующих зданий рекомендуется проведение измерений ЭРОА радона в помещениях этих зданий, а также максимальное привлечение архивных данных оценки среднегодовых значений ЭРОА радона в этих зданиях (при наличии таковых).

Лабораторные исследования заключаются в измерении активности радона в угле и определении значений ППР в контрольных точках (при использовании метода сорбции радона на активированный уголь), а также в измерении удельной активности радия в образцах грунта.

Камеральный блок включает в себя оформление результатов полевых и лабораторных исследований, расчет статистических параметров распределения ППР на участке, определение среднего значения ППР с учетом неопределенности оценки ($ППР_{и} + \Delta$), оценка максимального значения удельной активности радия в пробах, и определение расчетного значения плотности потока радона из грунтов (показателя $ППР_p$).

На заключительном этапе проводится оценка потенциальной радоноопасности участка строительства. В случае если на участке зафиксировано аномальное радоновое поле, то есть выполняется условие (22), он считается потенциально радоноопасным. В случае если условие (22) не выполняется, оценка потенциальной радоноопасности проводится на основе расчетного значения плотности потока радона ($ППР_p$)_{max}.

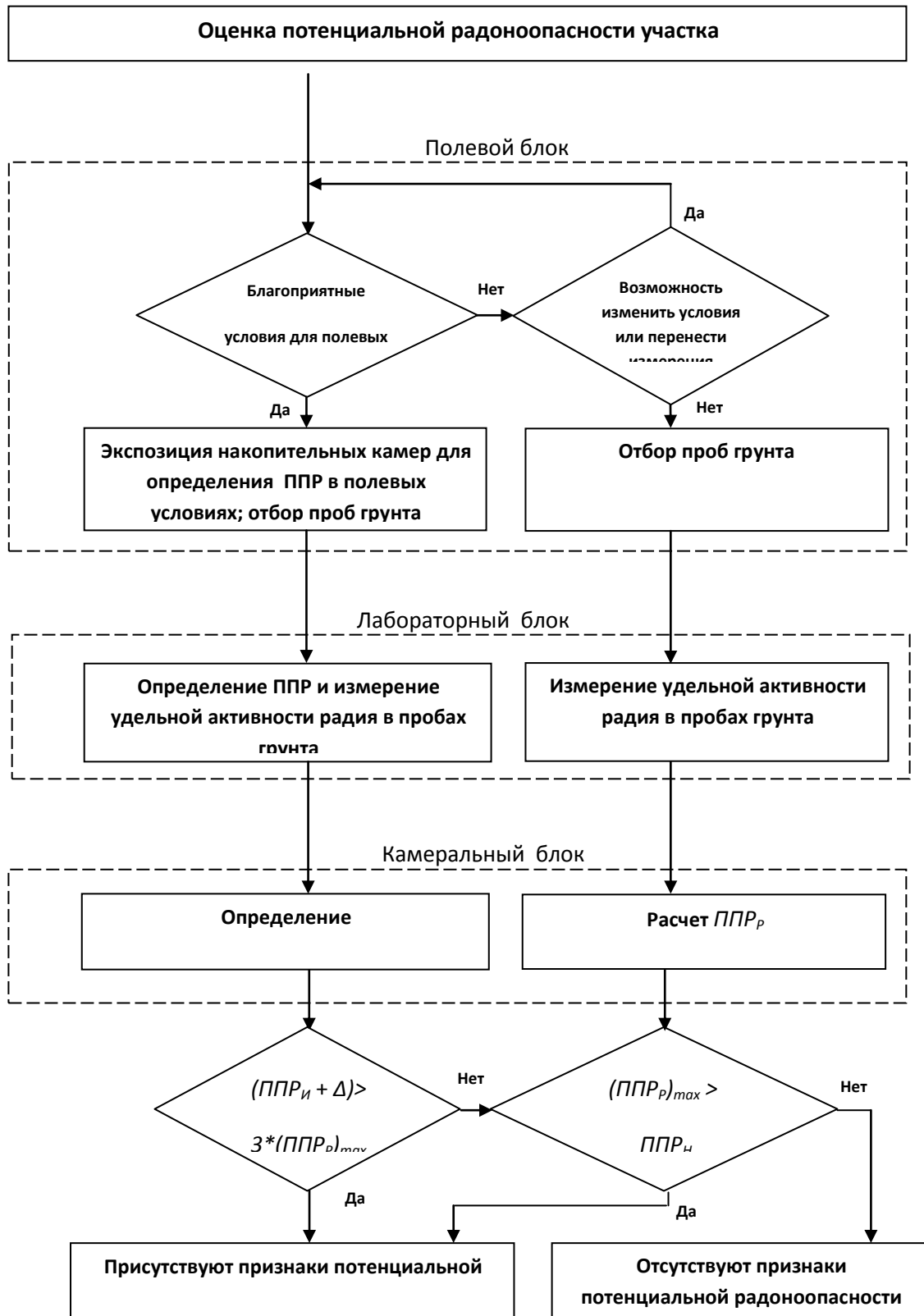


Рисунок 63. Алгоритм организации оценки потенциальной радоноопасности участка и принятия решений.

Если величина $(ППР_P)_{max}$ превышает нормируемые уровни, установленные действующими санитарными правилами ($ППР_H$), то на участке также присутствуют признаки потенциальной радоноопасности, т.е. он может быть отнесен к потенциально радоноопасной категории. В противном случае, следует считать, что на участке отсутствуют признаки потенциальной радоноопасности, т.е. участок относится к безопасной категории.

На участках, характеризующихся присутствием признаков потенциальной радоноопасности, при строительстве зданий принятие решения о необходимости радонозащиты, и ее проектирование (при наличии необходимости) проводится исходя из результатов расчета радонового баланса здания [Гулабянц... 2013]. При этом на участках с аномальным радоновым полем величину радонового потенциала грунта целесообразно принимать исходя из измеренного среднего значения ППР.

Предложенный алгоритм позволяет провести оценку потенциальной радоноопасности участков строительства с учетом распределения источников радоновыделения в разрезе, а также возможного формирования аномальных радоновых полей. Применение ограничений на условия измерений ППР на участке в совокупности с новым подходом к интерпретации полученных результатов, позволяет существенно снизить неопределенность оценки, связанную с временными колебаниями радонового поля. Использование в качестве основного параметра для оценки радоноопасности расчетного значения ППР, основанного на стабильных во времени и пространстве значениях удельной активности радия в грунтах и коэффициента эманирования, позволяет существенно повысить достоверность оценки потенциальной радоноопасности.

Картирование геогенного радонового потенциала территорий тесно связано с оценкой потенциальной радоноопасности участков строительства. Карты радонового потенциала территорий необходимы, прежде всего, для исследований на предпроектных стадиях инженерно-экологических изысканий, в то время как оценка потенциальной радоноопасности отдельных участков строительства выполняется на проектной стадии.

Взаимосвязи между этими видами исследований заключаются, прежде всего, в том, что, с одной стороны, оценка потенциальной радоноопасности на участках строительства представляет исходную информацию для картирования радонового потенциала территорий. С другой стороны, при оценке потенциальной радоноопасности отдельных участков строительства необходимо максимально использовать данные карт геогенного радонового потенциала. По сути, задача оценки потенциальной радоноопасности на участках строительства (на стадии проекта) – это уточнение положения эманулирующих объектов (выявленных по результатам картирования) непосредственно в пределах габарита проектируемого здания, а также определение численных значений показателей, необходимых для разработки проекта радонозащитных мероприятий. Так, например, при обследовании участков строительства на

территориях, в целом характеризующихся высоким радоновым потенциалом, измерения ППР с поверхности грунта должны проводиться в обязательном порядке. Кроме того на таких территориях необходимо максимально привлекать данные по ЭРОА радона в существующих зданиях и др. данные, характеризующие радоновое поле территории. В то время как, в пределах территорий с низким радоновым потенциалом исследования на отдельных участках строительства могут ограничиваться минимальным набором измерений, необходимым для подтверждения отсутствия на конкретном участке источников повышенного радоновыделения.

Таким образом, на основе проведенных исследований, разработаны научные основы оценки потенциальной радоноопасности территорий, и предложены новые подходы, позволяющие существенно повысить достоверность оценки потенциальной радоноопасности территорий при минимизации материальных затрат. Результаты, полученные в ходе исследований, проведенных в рамках данной диссертации, положены в основу разрабатываемых в настоящее время под эгидой Федерального медико-биологического агентства (ФМБА) России Методических рекомендаций «Оценка потенциальной радоноопасности земельных участков под строительство жилых, общественных и производственных зданий».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключении кратко изложим основные результаты диссертационной работы. В работе выполнен системный анализ опубликованных результатов отечественных и зарубежных исследований, на основе которого определены приоритетные проблемы оценки потенциальной радоноопасности территорий и намечены пути их решения. В работе впервые применен комплексный подход к изучению радона в геологической среде, включающий исследования широкого спектра факторов, влияющих на формирование радоновых полей, от микромира, в том числе, ядерно-физических процессов выделения радона твердой фазой грунта, до процессов космического масштаба, таких как неравномерность вращения Земли и лунно-солнечные приливные явления.

В результате экспериментальных исследований выделения свободного радона твердой фазой грунтов (эманирования) и его межфазового распределения впервые показано, что эманирование обусловлено ядерно-физическими процессами радиоактивного распада и радиоактивной отдачи, и определяется распределением радия в твердой фазе, а также соотношением размеров пор и частиц, слагающих породу (микростроением грунта). При этом свободный радон, выделившийся в поры грунта за счет радиоактивной отдачи, крайне подвижен. В естественных условиях он не удерживается поверхностью твердой фазы грунта, и легко переходит из жидкой фазы грунта в газовую при изменении термодинамических условий. Впервые установлено, что значения коэффициентов эманирования грунтов по радону не зависят от изменения внешних условий – температуры, влажности, плотности среды (в диапазоне этих показателей, характерном для естественных условий в зоне гипергенеза), и постоянны для каждого геолого-генетического типа отложений. Это обстоятельство позволяет использовать в расчетах радоновых полей средние (репрезентативные) значения коэффициентов эманирования грунтов различного состава и генезиса, определенные по ограниченному выборкам.

Для исследования закономерностей формирования приповерхностного массива грунтов были впервые организованы и проведены долговременные режимные измерения параметров радонового поля на экспериментальных площадках, расположенных в разных регионах, (Центр Восточно-европейской платформы, Северный Кавказ, Средний Урал), включающие измерения объемной активности радона на разных глубинах (до 5-10 м) и плотности потока радона с поверхности грунта. Установлено, что поток радона с поверхности земли (грунта) обусловлен процессами газообмена между подпочвенным и атмосферным воздухом в зоне активного газообмена с атмосферой (специфическом пограничном почвенно-грунтовым слое, мощностью около 1-2 м), и испытывает высокоамплитудные временные колебания. Наибольшее влияние на

радоновое поле оказывают деформации приповерхностного массива грунтов, в том числе, глобального характера, связанные с неравномерностью вращения Земли, а также колебания степени заполнения пор грунта водой. Влияние этих факторов, скорее всего, связано с изменением проницаемости грунтового массива. При этом значения ППР на одном и том же участке в отдельные моменты времени могут, как превышать нормативный предел 80 мБк/м²с, так и быть ниже этого предела, что уже делает оценку радоноопасности по однократно измеренным значениям ППР с поверхности грунта недостоверной. Кроме того, установлено, что формирование радонового поля до глубины около 1-2 м, т.е. в зоне активного газообмена (активном слое) подчиняется иным закономерностям, чем в глубине массива. При этом плотность потока радона с поверхности грунтового основания зданий определяется условиями на глубине заложения фундамента, т.е. как правило, глубже 1-2 метров. Следовательно, величина ППР с поверхности грунта, тем более измеренная однократно в случайный момент времени, не может применяться в качестве характеристики интенсивности поступления радона из грунтов основания в подземную часть проектируемого здания, т.е. характеризовать потенциальную радоноопасность территории.

На экспериментальных площадках проведены исследования механизмов переноса радона в массиве дисперсных отложений приповерхностной части геологической среды, в основу которых положены результаты математического моделирования процессов переноса радона, а также неравновесный изотопный радий-свинцовый (Ra-Pb) геохимический метод, предложенный автором диссертации с коллегами для выявления конвективных газовых потоков в грунтовом массиве. Установлено, что стационарное радоновое поле хорошо описывается диффузионной моделью переноса радона, а, следовательно, определяется процессами эманирования приповерхностных грунтов и диффузией радона в атмосферу. Конвективный перенос может проявляться периодически и локально, будучи приуроченным к хорошо проницаемым слоям, и отвечает в основном за временные колебания радонового поля. По результатам изотопного Ra-Pb метода впервые получены доказательства отсутствия трансграничного дальнего переноса радона из глубоких горизонтов геологического разреза. Таким образом, стационарное радоновое поле определяется, прежде всего, концентрацией радия в грунтах и коэффициентом эманирования, что создает предпосылки для оценки потенциальной радоноопасности территорий на основе информации о распределении радия в грунтах.

Результаты обобщения данных о пространственном распределении радонового поля, а также специальные полевые исследования показывают, что поле плотности потока радона платформенных территорий обладает дискретной пространственной структурой и подразделяется на фоновую и аномальную составляющие. Пространственное распределение

фонового радонового поля напрямую связано с содержанием радия в приповерхностных грунтах, что свидетельствует о формировании фоновых полей за счет выноса радона из приповерхностной толщи грунтов. Радоновые аномалии не случайны, они формируются в геодинамически активных зонах, и связаны с деформациями приповерхностной толщи грунтов в определенные периоды, характеризующиеся повышенной сейсмической активностью на планете. Вероятно, аномалии ППР напрямую связаны с «суперинтенсивными» движениями земной поверхности. Учитывая крайне высокие значения потоков радона в пределах аномальных участков и их устойчивость во времени и пространстве, зоны аномальных радоновых полей следует считать наиболее важным фактором, обуславливающим радоноопасность территорий.

На основе исследований, проведенных в рамках данной диссертации, разработаны научные основы оценки потенциальной радоноопасности территорий, и предложены новые подходы, позволяющие существенно повысить достоверность оценки потенциальной радоноопасности территорий при минимизации материальных затрат. Автором диссертации впервые дано определение понятию «потенциальная радоноопасность территории», определены цели и задачи оценки потенциальной радоноопасности как крупных территорий (картирование показателя потенциальной радоноопасности), так и отдельных участков строительства. Впервые разработана методология картирования показателя потенциальной радоноопасности территорий крупных территорий, а также усовершенствованы методы оценки потенциальной радоноопасности отдельных участков строительства. Результаты, полученные в ходе исследований, проведенных в рамках данной диссертации, положены в основу разрабатываемых в настоящее время под эгидой Федерального медико-биологического агентства (ФМБА) России Методических рекомендаций «Оценка потенциальной радоноопасности земельных участков под строительство жилых, общественных и производственных зданий».

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ, АББРИВИАТУР, УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ, СИМВОЛОВ И
ЕДИНИЦ

$A_{Ra}^{ДПП}$ – удельная активность радия в грунтах, измеренная по дочерним продуктам распада в деэманированных пробах (экспресс-методом без выдерживания проб герметично закрытыми в течение 2-3 недель).

D – объемный коэффициент диффузии радона в грунтах.

HPGeD – High Purity Germanium Detector (полупроводниковый детектор из особо чистого германия).

ICRP – International Commission on Radiological Protection (МКРЗ).

P_{sv} – показатель макропористости (отношение объема макропор к объему почвы).

RI – радоновый индекс территории.

RIN – радоновый индекс.

$Rn^{общ}$ – общее количество радона в образце.

$Rn^{своб}$ – количество свободного радона в грунте.

$Rn^{связ}$ – количество связанного радона в образце.

RP – радоновый потенциал территории.

S_c – площадь поверхности макропор в почвенном профиле.

UNSCEAR – United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation (НКДАР).

US EPA – United States Environmental Protection Agency.

v – скорость конвективного переноса поровой газовой смеси.

$W(W_e, W_s)$ – влажность (естественная влажность, гигроскопическая влажность), %.

η – эффективная (воздушная) пористость грунта.

ρ – плотность грунта,

Бк – Беккерель, единица СИ активности радионуклидов, назван по имени Антуана Анри Беккереля, обозначается Бк. 1 Бк соответствует 1 распаду в секунду. Активность связана простым соотношением с количеством атомов радионуклида. Активность радионуклида, отнесенная к массе или объему вещества – удельная, объемная активность – выражают концентрацию радионуклида в веществе.

ГРП – геогенный радоновый потенциал территории.

ДПР – дочерние продукты распада.

Ки – Кюри, внесистемная единица измерения активности, названная в честь Пьера и Марии Кюри, равная активности 1 г радия-226, $1\text{Ки}=3,7*10^{10}$ Бк.

$K_{эм}$ – коэффициент эманирования, равный отношению количества радона, выделяющегося в поровое пространство грунта к общему количеству радона, образующемуся в грунте в результате распада радия.

$K_{эм}^*$ – приведенный коэффициент эманирования, равный отношению количества радона, выделяющегося в поровое пространство грунта к количеству радона, удерживаемому твердой фазой.

МАЭД – мощность амбиента эквивалентной дозы (гамма-излучения).

мкЗв/ч – микроЗиверт в час, единица измерения мощности дозы гамма излучения.

МКРЗ – Международная комиссия по радиационной защите.

МЭД – мощность эквивалентной дозы (гамма излучения).

МЭД ГИ – мощность эквивалентной дозы гамма-излучения.

НКДАР ООН – Научный комитет по действию атомной радиации ООН.

НРБ – Нормы радиационной безопасности.

ОА – объемная активность.

ОАР – объемная активность радона.

ОСПОРБ – Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности.

P_{Rn} – радоновый потенциал грунта.

ППР – плотность потока радона.

РАВ – рентгеноаморфное вещество.

СанПиН – санитарные правила и нормы.

СНиП – строительные нормы и правила.

СО – стандартное отклонение.

УА – удельная активность.

ЭП – экспериментальная площадка.

ЭРОА – эквивалентная равновесная объемная активность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдувалиев А.К., Войтов Г.И., Рудаков В.П. Некоторые особенности радонового поля подпочв сейсмически активных регионов (на примере Западной Ферганы)// Доклады АН СССР. 1988. Т. 300, №6. С. 1337-1340.
2. Авсюк Ю.Н. Перемещения оси вращения в теле Земли// Наука в России. 2005. № 6. С. 27-30.
3. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М. ОФИЗ РАН, 1996. 188 с.
4. Авсюк Ю.Н., Светлосанова З.П., Суворова И.И. Открытие С. Чандлера: Ось вращения перемещается в теле Земли с периодичностями возмущения Солнцем орбитального движения Земли// Геофизические исследования. 2005. № 1. С. 116-133.
5. Авсюк Ю.Н., Суворова И.И. Процесс изменения широт и его связь с вынужденными перемещениями внутреннего твердого ядра// Физика Земли. 2006. № 7. С. 66-75.
6. Анисимова О.В. Линеаменты центральной части Московской синеклизы и их связь с разломами фундамента/ Автореферат диссертации... кандидата геолого-минералогических наук. Международный университет природы общества и человека «Дубна». Москва. 2006. 26 с.
7. Апкин Р.Н., Забелин А.А. Радон в почвенном воздухе в окрестностях г. Казань // Безопасность в техносфере. 2012. N 3(36). С.19-22.
8. Астапова Д.А. Особенности новейшего этапа структурно-тектонического развития Минераловодского поднятия в связи с перспективами его нефтегазоносности/ Автореф. диссер... кандидата геолого-минералогических наук. СевероКавказский государственный технический университет. Ставрополь. 2011. 26 с.
9. Басеняц М.М., Кучмин О.А., Рудаков В.П. Некоторые особенности динамики поля подпочвенного радона в условиях прогностического полигона Армении// Известия АН Арм.ССР. Науки о Земле. 1988. Т.41. №1. С. 65-67.
10. Бахур А.Е., Мануилова Л.И., Овсянникова Т.М. ^{210}Po и ^{210}Pb в объектах окружающей среды. Методы определения// АНРИ. 2009. №1(56). С. 29-40.
11. Бахур А.Е., Мануилова Л.И., Овсянникова Т.М. О возможности оценки потенциальной радоноопасности территорий по содержанию Po-210 и Pb-210 в почвах, грунтах и осадочных породах// АНРИ. 2009. №3(58). С. 21-26.

12. Бекман И.Н., И.М.Бунцева, В.Балек. Эманационно-термический анализ базальтовых волоконных адсорбентов// Радиохимия. 2004. Т.46. №1. С. 78-83
13. Белецкая Ю.В., Крупный Г.И., Мамаев А.М., Расцветалов Я.Н. Вариации плотности потока радона с поверхности почвы экспериментального полигона //АНРИ. 2010. №1(60). С. 34-36.
14. Белецкая Ю.В., Крупный Г.И., Мамаев А.М., Расцветалов Я.Н. Вариации плотности потока радона с поверхности почвы экспериментального полигона. Препринт 2009-7. ИВФЭ. 2009. 7 с.
15. Бердников П.В., Горький А.В. Опыт изучения радоноопасности Санкт-Петербурга и Ленинградской области. Тезисы научн.-практ. Семинара «Радон в геолого-разведке и экологии». Москва. 2007
16. Бобров А. А. Структура разломных зон земной коры по данным радоновой съемки: на примере Западного Прибайкалья и Южного Приангарья: диссертация ... кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.03 / Бобров Александр Анатольевич; [Место защиты: Ин-т земной коры СО РАН]. Иркутск. 2010.- 130 с.
17. Бондаренко В. М., Сабо Я., Христич В. Закономерное отражение геодинамических процессов в долговременных вариациях поля радона//Абстракты и доклады тех. программы 34-й Междунар. геофиз. симп. Будапешт. 1989.
18. Бормотова Е.В., Яковлева В. С., Определение коэффициентов эманирования радона гамма-методом./ под рук. Каратаева В. Д. Томский политехн. ун-т., 2004 / http://asf.ur.ru/VNKSF/tezis_v6/15/2.html
19. Булашевич Ю.М., Хайритдинов Р.К. К теории диффузии эманации в пористых средах. – Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. 1959. № 12 С. 1787.
20. Булашевич Ю.П. Некоторые нестационарные задачи диффузии частиц с ограниченным временем жизни// Ядерно-физические исследования. Сб. статей (УНЦ АН СССР). Свердловск. 1975. С. 3-15.
21. Булашевич Ю.П., Уткин В.И., Юрков А.К., Николаев В.В. Изменение концентрации радона в связи с горными ударами в глубоких шахтах // Докл. РАН. 1996. Т. 346. N 2. С. 245-248.
22. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры// Геохимия. 1962. №7. С. 555-571.

23. Войтов Г.И., Рудаков В.П., Шулейкин В.Н., Козлова Н.С., Баранова Л.В. Эманационные и электрические эффекты в атмосфере подпочв над Калужской кольцевой структурой // Рос. журн. наук о Земле. 1999. Т.1. № 6. С. 503-510.
24. Воеводин В.А., Кургуз С.А. Вариации плотности потока радона из почвы в контрольной точке на территории г. Красноярск // Радиозэкология XXI века: материалы междунар. науч.-практ. конф., Красноярск, 14-16 мая 2012. - Красноярск: СФУ, 2012. - С.108-114.
25. Габлин В. Радиационная оценка объектов литомониторинга. Теория и методы. ISBN: 978-3-659-38751-7. LAMBERT Academic Publishing, Saarbrücken, Deutschland. 2013 – 181 с.
26. Геология СССР. Т IX. Северный Кавказ. – М.: Недра, 1968. – 759 с.
27. Грунтоведение/ Под ред. В.Т. Трофимова. М: Изд-во МГУ, 2005 - 1024 с.
28. Гулабянц Л.А., Лившиц. Математическое моделирование поля концентрации радона в окрестности подземной части здания//АНРИ. 2014. №1(76). С. 22-28
29. Гулабянц Л.А. Пособие по проектированию противорадоновой защиты жилых и общественных зданий. – М.: НО «ФЭН-НАУКА», 2013а. – 52 с.
30. Гулабянц Л.А. Радоноопасность. Термины, критерии, признаки//АНРИ. 2013. №1(72). С. 12-14.
31. Гулабянц Л.А., Заболотский Б.Ю. Плотность потока радона как критерий оценки радоноопасности // АНРИ. 2004. N 3(38). С.16-20.
32. Гулабянц Л.А., Заболоцкий Б.Ю. Сезонная вариация потока радона из грунта и оценка радоноопасности площади застройки//АНРИ. № 4. 2004. С. 46-50.
33. Гулабянц Л.А., Иванов С.И., Охрименко С.Е. Методологические подходы к гигиенической оценке радонобезопасности территорий застройки в г. Москве// АНРИ. 2000. №1(20). С. 24-30.
34. Гулабянц Л.А., Охрименко С.Е. Практика противорадоновой защиты зданий в г. Москве // Здоровье населения и среда обитания: Информ. бюл. 2000. N 3(84). С.18-19.
35. Гулабянц Л.А., Цапалов А.А. Радонопроницаемость тяжелого бетона// Жилищное строительство. 2011. №1. С. 39-41.
36. Гусаров И.И. Радонотерапия. М.: Медицина, 2000. 200с
37. Дехандшуттер Б., Бобров В.А., Хус Р., Астахов Н.Е., Андросова Н.В., Попов Ю.П. Радоновые аномалии как показатель активности Западно-Саянского разлома в северной части Телецкого озера (Горный Алтай) Геология и Геофизика Т.43 №2. 2002. С. 128-141.

38. Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении: Учебник / Науч. ред. Ю. Н. Благовещенский. Изд 4-е, доп. – М: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2010. – 336 с.
39. Добровольский В.В. Основы биогеохимии. М.: Издательский центр «Академия», 2003. 400 с.
40. Допустимые уровни ионизирующего излучения и радона на участках застройки (МГСН 2.02-97). Москомархитектура, 1997. – 12 с.
41. Дорожко А.Л. Неотектоника, геодинамически активные зоны Москвы и их геоэкологическое значение. Автореф. диссер... кандидата геолого-минералогических наук. Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН. Москва. 2014. 26 с.
42. Дорожко А.Л. Природный радон. Проблемы и решения// Разведка и охрана недр. 2010. №8. С. 50-56.
43. Дорожко А.Л., Макаров В.И. Радон, как потенциальный индикатор современной геодинамической активности территории Москвы// Уральский геофизический вестник. 2005. №8. С. 31-37.
44. Жданова Е.Ю., Рудаков В.П. Геодинамические предпосылки эксплозивного извержения вулкана Карымский 2 января 1996 г.// Доклады АН СССР. 1997. Т. 353. №3. С 383-385.
45. Заболоцкий Б.Ю. Исследование радоноопасности грунтовых оснований зданий и территорий застройки./ Автореф. канд. диссер. Фонды НИИСФ. М. 2005. 25 с.
46. Защита от радона-222 в жилых зданиях и на рабочих местах. Публикация 65 МКРЗ: Пер. с англ. М.: Энергоатомиздат. 1995. 68 с.
47. Зуевич Ф. И., Шкрабо И.В., Лазарев А.В., Воронин Л.А. Методика определения потока радона с поверхности земли//АНРИ. 2001. №4. С. 41-43.
48. Зуевич Ф.И., Довгуша В.В., Шкрабо И.В., Лазарев А.В., Воронин Л.А. Взаимная корреляция солнечной активности и потока радона с поверхности грунтов// Экологические системы и приборы. 2008. №10. С. 55-58.
49. Иванова Т.М. Моделирование переноса радона в горном массиве: автореф. дис. ... канд. техн. наук / МГГА. - М., 1999. - 18 с.
50. Иванова Т.М. Оценка воздействия метеорологических факторов на объемную активность радона в породах и плотность потока из грунта // АНРИ. 2001. N 2(25). С. 9-16.
51. Инженерные изыскания для строительства. Основные положения. Актуализированная редакция СНиП 11-02-96 (СП 47.13330.2012). Минрегион России, 2012 – 109 с.

52. Инструкция по организации и проведению мониторинга радонового поля на экспериментальных площадках. – М.: Фонды НТЦ РХБГ, 2011
53. Исследования по определению объемной активности радона на о.Кижы. Предложения по радиационному мониторингу о.Кижы // Бюллетень экологических исследований за 2004г. Музей-заповедник «Кижы». Петрозаводск. 2005 (<http://kizhi.karelia.ru/library/byulleten-ekologicheskikh-issledovanij-na-territorii-muzeya-zapovednika-kizhi-kar/598.html>).
54. Источники, эффекты и опасность ионизирующей радиации. Доклад Научного комитета ООН по действию атомной радиации Генеральной Ассамблее за 2000 г., с приложениями. В 2-х т. Т. 1.: Пер. с англ. – М.: Мир, 2001. – 455 с.
55. Источники, эффекты и опасность ионизирующей радиации: Доклад научного комитета ООН по действию атомной радиации Генеральной Ассамблее за 1988 г., с приложениями: в 2-х томах. Т.1.: Пер. с англ. – М.: Мир, 1992. – 552 с.
56. Карта прогнозной радоноопасности Ленинградской области. Российский геоэкологический центр. 2004. (<http://www.rgesc.ru/articles/>).
57. Карта прогнозной радоноопасности Санкт-Петербурга. Официальный портал администрации Санкт-Петербурга 2001. (<http://old.gov.spb.ru/gov/admin/otrasl/ecology/maps>).
58. Климишин А.В., Рыбаков Е.Н. Использование измерений объемной активности радона для обнаружения проницаемых зон. Тезисы научн.-практ. Семинара «Радон в геолого-разведке и экологии», Москва, 2007.
59. Климишин А.В. Актуальные проблемы оценки потенциальной радоноопасности участков застройки // АНРИ. 2008. N 2(53). С.18-21
60. Климишин А.В. Закономерности переноса радона в приповерхностном слое грунтов и в подземных горных выработках : диссертация ... кандидата технических наук: 25.00.10 / Климишин Алексей Валерьевич; [Место защиты: Ин-т геофизики УрО РАН].- Екатеринбург, 2012.- 99 с.
61. Климишин А.В., Козлова И.А., Рыбаков Е.Н., Луковской М. Ю.. Экспериментальные и теоретические исследования переноса радона в грунтах в условиях промерзания// Уральский геофизический вестник. 2010. № 2. С.78-85.
62. Козлова И.А. Мониторинг радиогенных газов для изучения геодинамических процессов: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / Ин-т геофизики УрО РАН. - Екатеринбург, 2008. - 21 с.

63. Козлова И.А., Юрков А.К., Уткин В.И. Изменение эманулирующей способности образцов гранита и глины при нагревании до 450 °С// АНРИ. 2012. №4 (71). С. 66-70.
64. Костенко Н.П. К геоморфологии лакколита Бештау. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1948. № 13. С. 67-73
65. Косянчук О. Н. Возможность использования динамики эксхалляции радона как надежного индикатора сейсмической активности // Молодой ученый. 2011. №11. Т.1. С. 53-55
66. Крампит И. А. Об измерении коэффициента эманирования грунтов.// АНРИ. 2004. №3. С. 51-52.
67. Крисюк Э.М. Радиационный фон помещений. М.: Энергоатомиздат, 1989. 117 с.
68. Крисюк Э.М., Маренный А.М., Павлов И.В., Стамат М.В., Терентьев М.В. Методические вопросы организации и проведения радиационного контроля зданий и сооружений.// АНРИ. №3. 1996/97. С.31-36
69. Кузнецов В.Ю. Радиохронология четвертичных отложений. – СПб.: КОМИЛЬФО, 2008. 312 с.
70. Кузнецов Ю.В. К вопросу о методиках измерения плотности потока радона // АНРИ. 1998. №4(15). С. 8-18.
71. Кузьмин Ю.О. Современная аномальная геодинамика асейсмичных разломных зон // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле РАН». №1(20). 2002. URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2002/scpub-13.pdf.
72. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон// Физика Земли. 2004. №10. С. 95-111.
73. Кузьмин Ю.О. Тектонофизика и современная геодинамика//Физика Земли. 2009. №11. С. 44-59.
74. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. -М.: Агентство экологических новостей, 1999. 220 с.
75. Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. 2-е изд., перераб. и доп.. - М., Недра. 1980, 216 с
76. Лукутцова Н. П., Козлов О. Ю., Крупный Г. И., Расцветалов Я. Н., Янович А. А., К вопросу о коэффициенте эманирования строительных материалов. Публикации ИФВЭ 2000-29. Протвино. 2000. 5 с.

77. Лян Синчжун. Гидродинамическая модель конвекции радона. Зап. Ленингр. Горн. Ин-та. 1987 Т. 111. С. 81-84.
78. Макаров В.И. Актуальные проблемы изучения четвертичной геодинамики платформенных территорий // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Матер. V Всерос. сов. по изуч. четвертичного периода. М.: ГЕОС. 2007. С. 244-247.
79. Макаров В.И. Новейшие геодинамически активные зоны платформенных территорий: концептуальные основы и методические принципы выделения и изучения // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы. Матер. XVI Международ. конф. Воронеж, 20–25 сент. 2010 г. Воронеж: ВГУ, 2010. С. 28-33.
80. Макаров В.И. Четвертичная тектоника и геодинамика платформенных территорий: актуальные проблемы изучения // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. №68. 2008. С. 10-25.
81. Макаров В.И., Бабак В.И., Дорожко А.Л., Бондаренко В.М., Демин Н.В. Влияние структурно-геологических особенностей на распределение концентраций почвенного радона и радона в подвалах жилых зданий (на примере района Чертаново г. Москвы) // Геоэкология. 2003. №2. С. 139-152.
82. Макаров В.И., Бойков В.В., Булаева Е.А. Опыт использования методов спутниковой геодезии (GPS) для изучения современных движений и деформаций земной коры платформенных территорий на примере Приокского района Русской плиты // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы. Матер. XVI Международ. конф. Воронеж, 20–25 сент. 2010 г. Воронеж: ВГУ, 2010. С. 33-39.
83. Макаров В.И., Дорожко А.Л., Макарова Н.В., Макеев В.М. Современные геодинамически активные зоны платформ // Геоэкология. 2007. №2. С. 99-110.
84. Макарова В.Г., Цыганов А.Р., Кирюшин В.А., Коновалов О.В., Вильдфлуш И.Р., Можайский Ю.А., Персикова Т.Ф., Желязко В.И. Экологические и медико-социальные аспекты охраны природной среды и здоровья населения – Минск: БИТ «Хата», 2002 с. 205-208
85. Максимовский В.А., Решетов В.В., Харламов М.Г. Карта радоноопасности России. Масштаб 1:10 000 000 / Под ред. Смыслова А.А.-М.-СПб, СПбГТИ, 1995 - 1 с.

86. Маренный А.М. Проблема облучения населения от природных источников ионизирующих излучений // Инф. Бюлл. «Ядерная и радиационная безопасность России». 2002. вып. 2 (5). С. 36-63.
87. Маренный А.М., Микляев П.С., Петрова Т.Б., Маренный М.А., Пенезев А.В., Козлова Н.В. Временные флуктуации плотности потока радона на территории Москвы // АНРИ. №1. 2011. С. 23-36.
88. Маренный А.М., Охрименко С.Е., Павлов И.В. Задачи и методы оценки потенциальной радоноопасности селитебных территорий // АНРИ. 2006. №2. С.25-30.
89. Маренный А.М., Савкин М.Н., Шинкарев С.М. Оценка облучения населения России радоном// Медицинская радиология и радиационная безопасность. 1999. Т. 44. № 6. С.37-43.
90. Маренный А.М. Радон в инженерно-экологических изысканиях для строительства // АНРИ. №2. 2008. С.21-28
91. Марков, А.Н., Косарев В.С. Перспективы нефтегазоносности северного обрамления Минераловодского выступа // СевКавНИПИнефть : сб. науч. трудов. Геология и нефтегазоносность Северо-Восточного Кавказа. 1984. Вып. 41. С. 85 – 91.
92. Матвеев А.В., Кудельский А.В., Айсберг Р.Е., Найденков И.В., Карабанов А.К., Капора М.С., Стародубова А.П. Радон в природных и техногенных комплексах Беларуси//Літасфера. 1996. №5. С. 151-161.
93. Маттерон Ж. Основы прикладной геостатистики (пер. с французского). «Науки о Земле». Т. 12. – М.: Мир, 1968. – 407 с.
94. Методика измерения плотности потока радона с поверхности земли и строительных конструкций.– М.: НТЦ «НИТОН» 1993. 35 с.
95. Микляев П. С. Зиангиров Р. С. Закономерности эксхалляции радона из грунтов в атмосферу на территории Москвы// Геоэкология. 2004. № 3. С. 244-250.
96. Микляев П.С. «Что делать?» или радоновый кризис в радиационных изысканиях//АНРИ. 2005. №3 (42). С. 60-64.

97. Микляев П.С. Закономерности миграции и эксхалляции радона из грунтов на территории г. Москвы: диссертация ... кандидата геолого-минералогических наук : 25.00.08.- Москва, 2002.- 178 с.
98. Микляев П.С., Макаров В.И., Дорошко А.Л., Петрова Т.Б., Маренный М.А., Маренный А.М., Макеев В.М. Радоновое поле Москвы//Геоэкология. 2013. №2. С. 172-187.
99. Микляев П.С., Петрова Т.Б. Исследования эманирования глинистых пород по радону// Геоэкология. 2010. №1. С. 13-22.
100. Микляев П.С., Петрова Т.Б. Механизмы формирования потока радона с поверхности почв и подходы к оценке радоноопасности селитебных территорий.//АНРИ. №2. 2007. С.2-17
101. Микляев П.С., Петрова Т.Б. Учет эманирования грунтов и почв при измерениях радия-226 на сцинтилляционных гамма-спектрометрах.//АНРИ. №3. 2006. С. 45-50.
102. Микляев П.С., Петрова Т.Б., Охрименко С.Е. Исследования коэффициента эманирования грунтов. АНРИ. 2005. № 2. С. 30-38.
103. Микляев П.С., Петрова Т.Б., Охрименко С.Е. Новые аспекты оценки радоноопасности территорий строительства на примере Москвы // АНРИ. 2003. №4(35). С.63-71.
104. Микляев П.С., Петрова Т.Б., Цапалов А.А. Принципы оценки потенциальной радоноопасности территорий // АНРИ. 2008. №4(55). С. 14-19.
105. Микляев П.С., Томашев А.В., Охрименко С.Е., Петрова Т.Б., и др. Содержание радионуклидов естественного происхождения в грунтах г. Москвы// АНРИ. 2001. № 1. С. 65-72.
106. Милановский, Е. Е. Геологическое строение Кавказа/Е. Е. Милановский, В. Е. Хаин. – М. : Изд. МГУ, 1963. – С. 356.
107. Москва. Геология и город/ Под ред. О.П. Медведева, В.И. Осипова: Московские учебники и Картолитография, Москва, 1997. 399 с.
108. Нежнал Мат., Нежнал Мар., Матолин М., Барнет И., Миксова Ж. (2009). Новый метод оценки радонового риска в местах застройки/RADON V.O.S. (<http://c14.kiev.ua/pdf/method-ru.pdf>).
109. Несмеянов Ан. Н. Радиохимия. – 2-е изд., перераб. – М.: Химия, 1978. 560 с.
110. Николаев П.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. – М.: Недра, 1988. 491 с.
111. Новиков Г.Ф. Радиометрическая разведка. Л., Недра, 1989. 406 с.

112. Новиков Г.Ф., Капков Ю.Н. Радиоактивные методы разведки. Л., Недра, 1965. 759 с.
113. Нормы радиационной безопасности (НРБ-99/2009) СанПиН 2.6.1.2523-09: Санитарно-эпидемиологические правила и нормативы. – М.: Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 2009. – 100 с.
114. Определение плотности потока радона на участках застройки. Временные методические указания. ВМУР-97//АНРИ. 1996/97. №5. С. 8-14.
115. Осипов В.И., Соколов В.Н. Глины и их свойства. Состав, строение и формирование свойств – М.: ГЕОС. 2013. 576 с.
116. Осипов В.И., Соколов В.Н., Еремеев В.В. Глинистые покрышки нефтяных и газовых месторождений. М.: Наука, 2001. 238 с.
117. Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А. Микроструктура глинистых пород. М.: Недра. 1989. 211 с.
118. Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности (ОСПОРБ 99/2010) СП 2.6.1.2612-10: Санитарные правила и нормативы. – М.: Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 2010. – 83 с.
119. Отчет о НИР «Проведение систематических обследований жилых и общественных зданий на содержание радона и разработка методических документов по обеспечению радонобезопасности строящихся зданий». Том 2. Глава 2. Исследование показателей радоноопасности на экспериментальных площадках. /Научн. руководитель А.М. Маренный. ФГУП НИЦ РХБГ ФМБА России. Москва, 2013. 204 с.
120. Павлов И.В. Математическая модель процесса эксгаляции радона с поверхности земли и критерии оценки потенциальной радоноопасности территорий застройки // АНРИ. 1996/97. N 5(11). С.15-26.
121. Павлов И.В., Гулабянц Л.А., Маренный А.М., Охрименко С.Е. Задачи и методы радиационного контроля при строительстве зданий // АНРИ. №3. 2003. С.2-12
122. Паровик Р.И., Шевцов Б.М., Фирстов П.П. Модель переноса радона (^{222}Rn) в режиме супердиффузии во фрактальной среде / Доклады Адыгской (Черкесской) Международной академии наук. 2008. Т.10. №2. С. 79-85.
123. Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1972. 288 с.
124. Петрова Т.Б. Особенности формирования радиационного фона г. Москвы, обусловленного гамма-излучающими радионуклидами природного и техногенного

- происхождения: диссертация ... кандидата технических наук: 05.26.02 / Петрова Татьяна Борисовна; [Место защиты: Федеральный медицинский биофизический центр им. А.И. Бурназяна].- Москва, 2011.- 160 с.
125. Практикум по грунтоведению/ под ред. Трофимов В.Т., Королев В.А. М.: Изд-во МГУ, 1993. 390 с.
 126. Пруткина М.И., Шашкин В.Л. Справочник по радиометрической разведке и радиометрическому анализу. - М.: Энергоатомиздат, 1984. - 168 с.
 127. Радиационный контроль и санитарно-эпидемиологическая оценка земельных участков под строительство жилых домов, зданий и сооружений общественного и производственного назначения в части обеспечения радиационной безопасности. МУ 2.6.1.2398-08: Методические указания. – М.: Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 2009 – 27 с.
 128. Радиоактивные геофизические методы в приложении к геологии. Л., Горгеонефтеиздат, 1934. 342 с.
 129. Радиометр радона РАА-02Н (“Альфа-3”). Руководство пользователя. М.: ЗАО “СНИИП-РД”, 1999. 23 с.
 130. Радиометрические методы поисков и разведки урановых руд/ Под ред. В.В. Алексеева. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. 612 с.
 131. Разведочная ядерная геофизика: Справочник геофизика/ Под ред. О.Л. Кузнецова и А.Л. Поляченко. – М.: Недра, 1986. 432 с.
 132. Разломы земной коры Беларуси / Под ред. Р.Е. Айзберга. Мн., 2007. 460 с.
 133. Рогалис В.С., Кузьмич С.Г., Польский О.Г. Исследования влияния временных и погодных условий на потоки радона на строительных площадках г. Москвы // АНРИ. 2001. N 4(27). С.57-61.
 134. Рудаков В.П. К вопросу о мониторинге подпочвенного радона на прогностических полигонах// Геология и геофизика. 1985. №1. С.63-68.
 135. Рудаков В.П. Мониторинг напряженно-деформированного состояния пород сейсмоактивного региона эманационным методом// Геохимия. 1986. №9. С. 1337-1342.
 136. Рудаков В.П. Эманационный мониторинг геосред и процессов. М.: Научный мир, 2009. 176 с.

137. Рыжакова Н.К., Раменская Г.А. Методы и результаты определения коэффициентов эманирования глинистых грунтов города Томска // Геоэкология. 2012. N 2. С.168-176.
138. Рыжакова Н.К., Шестак А.П. Методы и результаты измерения эффективного коэффициента диффузии радона в почвогрунтах // Геоэкология. 2009. N 6. С.555-563.
139. Рябоштан Ю.С. Геодинамическое картирование при разведке и доразведке шахтных полей. В кн.: Методы изучения тектоники угольных месторождений в процессе разведки и эксплуатации. – М.: Недра, 1981. С. 78-86.
140. Рябоштан Ю.С. Основные выводы из опыта структурно-геодинамических исследований за 10 лет при инженерно-геологических изысканиях в Донбассе. В сб.: Тезисы докладов научно-технической конференции «Инженерно-технические изыскания и проектирование фундаментов в Донбассе». – Донецк, 1983.
141. Сазонов И.Г., Коллеганова Д.А. Особенности геологического развития Минераловодского выступа // Вестник СевКавГТУ. 2006. № 3(7). С. 68-70.
142. Сазонов И.Г., Харченко В.М., Коллеганова Д.А. Новейшие и современные тектонические движения в северной части Транскавказского субмеридионального поднятия и их влияние на рудо- и нефтегазоносность//Разведка и охрана недр. 2009. №3. С 28-36.
143. Сапожников Ю.А., Алиев Р.А., Калмыков С.Н. Радиоактивность окружающей среды. Теория и практика. М.: БИНОМ. Лаборатория знаний, 2006. 286 с.
144. Селюков Е.И., Стигнеева Л.Т. Краткие очерки практической микрогеодинамики. – СПб.: Питер, 2010. – 176 с.
145. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. /Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал "Гео", 2005. 291 с.
146. Сердюкова А.С., Капитанов Ю.Т. Изотопы радона и продукты их распада в природе. М., Атомиздат, 1975.
147. Смагин А.В. Газовая фаза почв. – М.: Изд-во МГУ, 2005. – 301 с.
148. Смыслов А. А., Максимовский В. А., Харламов М. Г. и др. Радон в земной коре и риск радоноопасности// Разведка и охрана недр. 1994. № 4. С. 25-27.
149. Соколов В.Н. Микромир глинистых пород // Сорос. Образоват. Журн., 1996. №3. С. 56-64.
150. Соколов В.Н. Формирование микроструктуры глинистых пород // Сорос. Образоват. Журн., 1998. №7. С. 83-88.

151. Спивак А.А. Объемная активность подпочвенного радона в зонах тектонических нарушений // Геофизика межгеосферных взаимодействий / Ин-т динамики геосфер РАН. - М.: ГЕОС, 2008. - С.235-246..
152. Старик И.Е. Основы радиохимии. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 459 с.
153. Сухоносенко Д.С. Исследование радиационных параметров ландшафтных районов Волгоградской области и их изменения в урбанизированных и промышленных комплексах/Афтореф. диссер. на соискание уч. степ. канд. геогр. наук. Волгоград. Волгоградский гос. университет. 2008. 29 с.
154. Табет Салем Мохамед. Влияние природных факторов на измеряемые характеристики поля радона: диссертация ... кандидата геолого-минералогических наук : 25.00.10 / Мохамед Табет Салем; [Место защиты: Рос. гос. геологоразведоч. ун-т им. С. Орджоникидзе (РГГРУ)].- Москва, 2009.- 185 с.
155. Тертышник Э.Г., Епифанова И.Э. Применение природных радиоактивных элементов для калибровки гамма-спектрометров по эффективности регистрации// Атомная энергия. 2004. Т. 97, вып. 1. С. 27 – 33
156. Тирмарш М., Харрисон Дж. Д., Лурье Д., Пак Ф., Бланшардон Е., Марш Дж.В. Риск возникновения рака легкого при облучении радоном и продуктами его распада. Заявление по радону/ под ред. М.В. Жуковского, С.М. Киселева, А.Т. Губина // Перевод публикации 115 МКРЗ. Москва: Изд-во «ФГБУ ГНЦ ФМБЦ им. А.И. Бурназяна ФМБА России», 2013. – 92 с.
157. Титаева Н.А. Геохимия природных радиоактивных рядов распада. – М.: ГЕОС, 2005.-226 с.
158. Титаева Н.А. Ядерная геохимия. М.: Изд-во МГУ. 2000. 336 с.
159. Тихонов М.Н. Радон: источники, дозы и нерешенные вопросы//Атомная стратегия, 2006. №23. С. 28-32.
160. Токарев А.Н., Щербаков А.В. Радиогидрогеология. М.: Гос. научн.-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1956. 263 с.
161. Тырина Т.С. Микроструктурные изменения при набухании юрских глинистых грунтов/ Планета Земля: Актуальные вопросы геологии глазами молодых ученых и студентов. Материалы российской конференции студентов, аспирантов и молодых ученых, посвященной «Году Планеты Земля». Т.2. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 198-203.

162. Уломов В.И., Мавашев Б.З. О предвестнике сильного тектонического землетрясения. Доклады АН СССР. 1967. Т. 176, №2. С. 319-322.
163. Уткин В.И. Газовое дыхание Земли// Сорос. Образоват. Журн., 1997. N1. С.57-64
164. Уткин В.И. Радоновая проблема в экологии// Сорос. Образоват. Журн., 2000. Т.6, № 3. С. 73-80.
165. Федоров Г.А. Российское законодательство и практика обеспечения радиационной безопасности//АНРИ. 2003. № 2(33). С. 9-19.
166. Фирстов П.П. Мониторинг объемной активности подпочвенного радона (^{222}Rn) на Паратунской геотермальной системе в 1997-1998 гг. с целью поиска предвестников сильных землетрясений Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1999. N 6. С.33-43.
167. Фирстов П.П., Рудаков В.П. Результаты регистрации подпочвенного радона в 1997-2000 гг. на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Вулканология и сейсмология. 2003. N 1. С.26-41.
168. Фирстов П.П., Филиппов Ю.А., Мандрикова О.В. Предвестниковые аномалии землетрясений в динамике подпочвенного радона на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне в 1997-2001 гг. // Докл. АН. 2003. Т.389. N 6. С.810-813.
169. Цапалов А.А. Метод определения коэффициента диффузии радона в материалах ограждающих конструкций зданий: автореф. дис. ... канд. техн. наук / НИИ строит. физики. - М., 2008. - 37 с.
170. Цапалов А.А., Маренный А.М. Принципы радонового контроля в помещениях зданий// АНРИ. 2014. №1 (76). С.6-14.
171. Чесанов В. Л., Сорока К. Ю. Радиационные критерии для территорий, предназначенных для строительства // Вісник Придніпровської державної академії будівництва та архітектури. – Днепропетровск: ПДАБА. 2010. № 8. С. 32-37.
172. Шашкин В.Л., Пруткина М.И. Эманирование радиоактивных руд и минералов. М: Атомиздат, 1979. 111 с.
173. Шестаков В.М., Пашковский И.С., Сойфер А.М. Гидрогеологические исследования на орошаемых территориях. М: Недра, 1982. 248 с.
174. Шлыков В.Г. Рентгеновский анализ минерального состава дисперсных грунтов / Отв. ред. Соколов В. Н. М.: ГЕОС, 2006. 176 с.

175. Шмонов В.М., Витовтова В.М., Жариков А.В. Флюидная проницаемость пород земной коры. М.: Научный мир, 2002. 216 с.
176. Шулейкин В.Н. Радон почвенного и атмосферного воздуха и дегазация земли. /Георесурсы. Геоэнергетика. Геополитика. М.: Учреждение Российской академии наук Институт проблем нефти и газа РАН (ИПНГ РАН). 2010. С. 4-7.
177. Шулейкин В.Н., Резниченко А.П., Пущина Л.В. О связях метана, водорода и радона почвенного воздуха // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы: материалы Всерос. конф. М.: ГЕОС, 2008. С. 544-547.
178. Юдахин Ф. Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 300 с.
179. Яковлева В.С. Диффузионно-адвективный перенос радона в многослойных геологических средах // Изв. Томск. политехн. ун-та. 2009. Т.315, N 2. С.67-72.
180. Яковлева В.С. Методы измерения плотности потока радона и торона с поверхности пористых материалов: монография/В.С. Яковлева; Томский политехнический университет. – Томск: Из-дво Томского политехнического университета. 2011. – 174 с.
181. Яковлева В.С. Процессы переноса радона в неравновесных средах. Автореф. диссер. на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук (специальность 01.04.01). Томский политехн. ун-т. Томск. 2002. – 23 с.
182. Яковлева В.С., Паровик Р.И. Численное решение уравнения диффузии-адвекции радона в многослойных геологических средах//Вестник КРАУНЦ. Физико-математические науки. 2011. Том 2. №1. С. 46-56.
183. Akerblom G., 1999 - *Radon Legislation and National Guidelines*. Statens strålskyddinstitut, SSI Report No. 99.
184. Appleton J. D. and Miles J. C. H. 2010 A statistical evaluation of the geogenic controls on indoor radon concentrations and radon risk J. Environ. Radioact. 101, 799–803
185. Appleton J. D., Doyle E., Fenton D., and Organo C. Radon potential mapping of the Tralee–Castleisland and Cavan areas (Ireland) based on airborne gamma-ray spectrometry and geology// 2011 J. Radiol. Prot. 31 221. doi:10.1088/0952-4746/31/2/002
186. ARPANSA Fact Sheet 26 – Radon Map of Australia (http://www.arpansa.gov.au/pubs/factsheets/026is_radonmap.pdf) Australian Radiation Protection and Nuclear Safety Agency 2011.

187. Avsyuk Yu.N., Suvorova I.I. Latitude variations and their relation to forced movements of the inner solid core// *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. 2006. T. 42. № 7. C. 598-607.
188. Bale, W.F. (1951). Hazards Associated with Radon and Toron. Unpublished memorandum to the U.S. Atomic Energy Commission (reprinted in *Health Phys.* 38, 1061 (1980)).
189. Bossew P., Dubois G. and Tollefsen T. 2008 Investigations on indoor radon in Austria, part 2: geological classes as categorical external drift for spatial modelling of the radon potential *J. Environ. Radiocat.* 99, 81–97
190. Bossew P. A Radon Risk Map of Germany Based on the Geogenic Radon Potential// *Mathematics of Planet Earth. Lecture Notes in Earth System Sciences* 2014, pp 527-531
191. Burke Ó. and Murphy P. The use of volunteer radon measurements for radon mapping purposes: an examination of sampling bias issues// 2011 *J. Radiol. Prot.* 31 319. doi:10.1088/0952-4746/31/3/001
192. Cicerone R.D., Ebel J.E., Britton J., 2009. A systematic compilation of earthquake precursors. *Tectonophysics* 476 (3–4), 371–396.
193. Clarkin, M and Brennan, T 1991 *Radon-resistant Construction Techniques for New Residential Construction (EPA/625/2-91/032)*, Research Triangle Park, NC: Air and Energy Engineering Research Laboratory, U.S. Environmental Protection Agency.
194. Darby S. et al. Radon in homes and risk of lung cancer: collaborative analysis of individual data from 13 European case-control studies// *British Medical Journal* (2005). Vol. 330(7485). P. 223-227.
195. Dehandschutter B. & Sonck M. Estimating lung cancer risk due to radon exposure in the radon-prone areas of Belgium. (2010) Proceedings — Third European IRPA Congress, 14 — 18 June 2010, Helsinki, Finland. Electronic publication, August 2011. ISBN: 978-952-478-551-8 (pdf) www.irpa2010europe.com P.655-662.
196. EPA (US Environmental Protection Agency) 1993 EPA Map of Radon Zones (Report 402-R-93-071) (www.epa.gov/radon/zonemap.html, accessed 28 February 2012)
197. Etiope G, Lombardi S, Duddridge G A, Grainger P, Chiantore V, Gera F, Pensieri R Grindrod P and Impey M/ ‘The refinement of soil gas analysis as a geological investigative technique: conclusive results of gas migration field studies’, Project on effects of gas in underground storage facilities for radioactive waste (Pegasus project). Proceedings of a progress meeting held in Rapolano Terme, Italy, 14 and 15 June 1995. EUR 16746 EN, European Commission, Brussels, 1995: 151-66.

198. Flugge S., Zimmens K. Z. phis. Chem., (B), 42, 179 (1939).
199. Gruber V. (2011) Minutes of 'European Geogenic Radon Map (EGRM)' Workshop (JRC Ispra, 29 November–1 December 2011) (available at <http://rem.jrc.ec.europa.eu/RemWeb/>, restricted area, access on request).
200. Gruber V., Bossew P., De Cort M. and Tollefsen T. The European map of the geogenic radon potential// 2013 J. Radiol. Prot. 33 51. doi:10.1088/0952-4746/33/1/51
201. Guida D., Guida M., Cuomo A., Guadagnuolo D., Siervo V. Assessment and Mapping of Radon-prone Areas on a regional scale as application of a Hierarchical Adaptive and Multi-scale Approach for the Environmental Planning. Case Study of Campania Region, Southern Italy// WSEAS Transactions on Systems. Issue 2, Volume 12, 2013. 105-120.
202. Gundersen L.C.S. and Shumann R.R. The importance of metal oxides in enhancing radon emanation from rocks and soils // Abstract with programs. Geological Society of America, Boulder Co., 1998. P 225-226.
203. ICRP, 2010. Lung Cancer Risk from Radon and Progeny and Statement on Radon. ICRP Publication 115. Ann. ICRP 40 (1).
204. Ielsch G., Cushing M.E., Combes Ph., Cuney M. Mapping of the geogenic radon potential in France to improve radon risk management: methodology and first application to region Bourgogne/ Journal of Environmental Radioactivity 101 (2010) 813-820.
205. Kemski, J., Siehl. A., Stegemann, R., Valdivia-Manchego. M., Mapping the geogenic radon potential in Germany// The Science of the Total Enviroment 272, 2001, 217-230.
206. King C.Y., 1978. Radon emanation on San Andreas fault. Nature 271 (5645), 516–519.
207. Kovach E.M. An experimental study of the radon-content of soil-gas // Trans. Am. Geophys. Unoin, 25, (1944). P. 563-571.
208. Kovach E.M. Diurnal variations of the radon-content of soil-gas // Terrestrial Magnetism and Atm. Elect. , 51, (1946). P. 45-56.
209. Kovach E.M. Meteorological influence upon the content of soil-gas // Trans. Am. Geophys. Unoin, 26, (1945). P. 241-248.
210. Krewski D. et al. Residential Radon and Risk of Lung Cancer: A Combined Analysis of 7 North American Case-Control Studies// Epidemiology, (2005)16. P. 137-145.
211. Lombardi S., Quattrocchi F., Fytikas M. et al. Geochemical Seismic Zonation: A Multidisciplinary Approach Using Fluid-Geochemistry. ENV4-CT96-0291. GSZ L., 1998.

212. Lubin J.H. et al. Adjusting Lung Cancer Risks for Temporal and Spatial Variations in Radon Concentration in Dwellings in Gansu Province, China// *Radiat. Res.*, (2005). 163. P. 571-579.
213. MapInfo Professional (Русское издание). Руководство пользователя. MapInfo Corporation Troy, New York. 1998. 392 с.
214. Miles J.C.H. and Appleton J.D. Mapping variation in radon potential both between and within geological units// 2005 *J. Radiol. Prot.* 25 257. doi:10.1088/0952-4746/25/3/003
215. Miles J.C.H., Appleton J.D., Rees D.M., Adlam K.A.M., Myers A.H., Green B.R.M., McColl N. P. Indicative Atlas of Radon in Scotland. (2011) Centre for Radiation, Chemical and Environmental Hazards. Chilton, Didcot, Oxfordshire OX11 0RQ (ISBN 978-0-85951-700-3) 27 p.
216. Miles J.C.H., Appleton J.D., Rees D.M., Green B.R.M., Adlam K.A.M., Myers A.H. Indicative Atlas of Radon in England and Wales/ Chilton, Didcot, Oxfordshire OX11 0RQ, UK. 2007 (WEB ONLY VERSION) <http://www.hpa.org.uk>.
217. Nazaroff, W.M. and Nero, A.V., 1988, *Radon and Its Decay Products in Indoor Air*, John Wiley and Sons, New York.
218. Neznal M., Matolín M., Just G., Turek K., Short-term Temporal Variations of Soil Gas Radon Concentration and Comparison of Measurement Techniques. *Rad. Prot. Dosim.* 108, 55-63 (2004)
219. Neznal M., Neznal M., Jiránek M., Froňka A. Failure of Preventive Measures against Radon Penetration from the Ground in a New-Built Family House - a Case Study. In: *Proceedings of Full Papers CD-Rom from the 2nd European IRPA Congress on Radiation Protection*. Paris (2006).
220. Neznal M., Neznal M., Matolin M., Barnet I. and Miksova J. 2004 *The New Method for Assessing the Radon Risk of Building Sites (Czech Geological Survey Special Papers vol 16)* (Prague: Czech Geological Survey) (www.radon-vos.cz/pdf/metodika.pdf)
221. Novak V. Cracks in Sealing soil and the calculation of their characteristics. *Water in heave Soil*, V.II. 1976. P. 21-41
222. Pedersen T., Wagner M., Johansen H. Flow along fractures in sedimentary basins // *Fluid Flow and Transport in Rocks: Mechanisms and effect*. Chapman & Hall, 1997, P. 213-233.
223. Price P. N., Gelman A. Should you measure the radon concentration in your home? // in *Statistics: A Guide to the Unknown*, January 2004.

224. Radon Potential Map of Canada. 2011. Radon Environmental Management Corporation/
<http://www.radoncorp.com>
225. Ringer W., Kaineder H., Friedmann H. The Austrian Radon Programme – Past and future. (2010) Proceedings — Third European IRPA Congress, 14 — 18 June 2010, Helsinki, Finland. Electronic publication, August 2011. ISBN: 978-952-478-551-8 (pdf) www.irpa2010europe.com P. 490-498.
226. Sainz C. et al. Comparative risk assessment of residential radon exposures in two radon-prone areas, Ştei (Romania) and Torrelodones (Spain) / Science of the Total Environment 407 (2009) 4452–4460
227. Sasaki T., Gunji Y. and Okuda T. Mathematical Modeling of Radon Emanation // J. of Nuclear Science and Technology. V. 41. № 2. P. 142–151 (February 2004).
228. Sasaki T., Gunji Y. and Okuda T. Theoretical Study of High Radon Emanation // J. of Nuclear Science and Technology. V. 42. № 2. P. 242–249 (February 2005).
229. Seminsky K.Zh., Bobrov A.A. 2013. The first results of studies of temporary variations in soil-radon activity of faults in Western Pribaikalie. Geodynamics & Tectonophysics 4 (1), 1–12.
230. Tollefsen T., Gruber V., Bossew P. and De Cort M. 2011 Status of the European indoor radon map Rad. Prot. Dosim.145 110–6
231. Toutain J.P., Baubron J.C., 1999. Gas geochemistry and seismotectonics: a review. Tectonophysics 304 (1–2), 1–27.
232. Valmari T., Mäkeläinen I., Arvela H., Reisbacka H. National measurement database in radon research in Finland. (2010) Proceedings — Third European IRPA Congress, 14 — 18 June 2010, Helsinki, Finland. Electronic publication, August 2011. ISBN: 978-952-478-551-8 (pdf) www.irpa2010europe.com P.509-518.