

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт земной коры Сибирского отделения
Российской академии наук

На правах рукописи

Семинский Александр Константинович

**РАДОН В ОБВОДНЕННЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОНАХ
БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА**

Специальности: 25.00.03 – Геотектоника и геодинамика;
25.00.07 – Гидрогеология

диссертация на соискание ученой степени кандидата
геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
кандидат геолого-минералогических наук
Борняков Сергей Александрович

Иркутск – 2018

Оглавление	
Введение	4
Глава 1. АНАЛИЗ ЛИТЕРАТУРНЫХ ДАННЫХ ПО ПРОБЛЕМЕ ИССЛЕДОВАНИЯ	13
1.1. Общие сведения о радоне и его миграции в геологической среде.....	13
1.2. Факторы формирования эманационного поля	17
1.2.1. Внутренние факторы.....	17
1.2.2. Внешние факторы.....	23
1.3. Поле эманаций радона	27
1.3.1. Закономерности формирования эманационного поля.....	28
1.3.2. Закономерности флуктуаций объемной активности радона во времени.....	41
1.4. Геологические условия и общие сведения об эманационном поле Байкальского региона	47
1.4.1. Общая характеристика Байкальского региона	47
1.4.2. Изученность радоновой активности в пределах Байкальской рифтовой зоны	59
Глава 2. МЕТОДИЧЕСКАЯ ОСНОВА ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА	63
2.1. Инструментально-приборная база.....	63
2.1.1. Радиометр радона РРА-01М-03.....	63
2.1.2. Измерительный комплекс для мониторинга «Камера-01».....	64
2.1.3. Экспресс <i>pH</i> -метр Hanna HI 98129 Combo.....	66
2.2. Методы исследований	69
2.2.1. Полевые методы	69
2.2.2. Камеральные методы	71
2.3. Краткая характеристика фактического материала.....	75
Глава 3. ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ АСПЕКТ ФОРМИРОВАНИЯ ЭМАНАЦИОННОГО ПОЛЯ В ПРЕДЕЛАХ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА	77
3.1. Фактический материал и этапы его получения.....	80
3.1.1. Площадное радиометрическое обследование.....	80
3.1.2. Анализ опубликованных материалов радиометрической съемки	81
3.2. Классификация источников подземных вод по содержанию радона	82
3.3. Закономерности пространственного распределения водоисточников, отличающихся по концентрации радона	86
3.3.1. Результаты исследований в мелком масштабе	87

3.3.2. Результаты исследований в среднем масштабе.....	89
3.3.3. Результаты исследований в крупном масштабе	93
Глава 4. ВРЕМЕННОЙ АСПЕКТ ФОРМИРОВАНИЯ ЭМАНАЦИОННОГО ПОЛЯ В ПРЕДЕЛАХ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА	113
4.1. Организация мониторинговых исследований	115
4.1.1. Выбор пунктов наблюдений.....	115
4.1.2. Особенности методики режимных наблюдений	117
4.1.3. Общая характеристика фактического материала	119
4.2. Предварительный анализ рядов наблюдений.....	120
4.2.1. Общий анализ полученных данных.....	120
4.2.2. Классификация объектов мониторинга по содержанию радона	126
4.3. Закономерности временных вариаций радонового поля	129
4.3.1. Анализ изменения абсолютных величин параметра Q	129
4.3.2. Исследование формы вариаций с применением Фурье -анализа	131
4.3.3. Оценка взаимосвязей групп параметров с применением кластерного и корреляционного анализов	132
4.3.4. Иерархическая схема взаимных связей факторов, влияющих на флуктуации радонового поля во времени	140
4.4. Прогнозные оценки концентраций радона в подземных водных объектах	143
Заключение	148
Литература.....	151

Введение

Актуальность темы исследования. Радон, растворенный в подземных водах, обладая радиоактивными свойствами, представляет опасность для здоровья человека, является поисковым признаком месторождений урана, а также выступает в качестве маркера близкого расположения геодинамически и геохимически активных разломов. Последнее особенно актуально, поскольку подобные разрывные нарушения контролируют сейсмичность и рудоотложение, а также являются путями миграции газов и газонасыщенных флюидов, влияющих на экологическую обстановку (радоноопасность) территорий. В пределах Байкальского рифта исследования обводненных разломных зон имеют особое значение в связи со сложной структурной обстановкой, а также повышенной сейсмической активностью вследствие процесса рифтообразования у южной окраины Сибирской платформы. Как следствие, широкомасштабное исследование флуктуаций радонового поля в пространстве и времени на данной территории актуально для выделения критериев структурно-вещественного контроля радоновых эманаций, районирования исследуемых урбанизированных территорий по радиоактивности, а также поиска источников подземных вод, пригодных для организации бальнеологических объектов.

Степень разработанности проблемы. В настоящее время существует значительное количество научных публикаций, касающихся изучения радонового поля. Подобные исследования ведутся во многих регионах мира, характеризующихся различными вещественными и структурными обстановками. Их целью является решение фундаментальных (геологических, гидрогеологических, сейсмологических) и прикладных (бальнеологических, эпидемиологических, строительных и т.д.) задач. В связи со значительным интересом к данной проблеме и наличием большого числа опубликованных работ, посвященных этому направлению, существует несколько основных точек зрения,

касающихся степени влияния различных факторов на формирование радонового поля, а также на закономерности его колебаний во времени.

На территории Байкальского региона массовое опробование водоисточников проводилось в составе площадных гидрогеологических исследований, которые осуществлялись с целью изучения гидроминеральных ресурсов Восточной Сибири [Минеральные воды южной ..., 1961; Мясников, Самович, Кокарев и др., 2009]. В рамках комплексного анализа замерялась активность радона (Q , Бк/л), растворенного в воде. В результате проведенных работ была получена наиболее общая информация о пространственном распределении источников и количественном содержании радиоактивного газа в подземных водах [Власов, Ткачук, Толстихин, 1962; Куликов, Желваков, Бондаренко, 1991]. Основным интерес представляли водопроявления, относящиеся, согласно существующей в России классификации [Куликов, Желваков, Бондаренко, 1991], к собственно радоновым (с содержанием радона $Q \geq 185$ Бк/л).

Режимные наблюдения за параметром Q на территории Восточной Сибири проводились только в курортно-медицинских учреждениях для контроля качества лечебных вод при эксплуатации природных радоновых источников. По причине того, что режимные наблюдения за параметром Q имели прикладную направленность, всесторонний анализ длинных рядов данных проведен не был.

Исследования прогностической направленности с целью поиска эманационных предвестников сильных землетрясений начаты на данной территории сравнительно недавно. Однако до сих пор практически не изучены общие закономерности эманаций и не выявлены главные влияющие на них факторы.

Целью исследования было изучить закономерности пространственно-временных вариаций концентрации радона в источниках подземных вод Байкальского рифта, связанных с разломами земной коры.

Задачи исследования:

1. На основе площадной радиометрической съемки разработать единую классификацию источников подземных вод по концентрации радиоактивного газа с обоснованием граничных значений, а также определить согласно разработанной классификации водопроявления, лучшим образом подходящие для организации мониторинга.

2. Проанализировать пространственное распределение источников, отличающихся концентрацией растворенного радона.

3. Определить факторы окружающей среды, оказывающие влияние на эманационное поле, а также исследовать степень и характер этого влияния.

4. На основе площадной радиометрической съемки разработать методическую основу мониторинговых исследований и выполнить наблюдения с последующим анализом полученных временных рядов значений объемной активности радона, а также других параметров окружающей среды на качественном уровне и установить наиболее общие закономерности временных вариаций.

5. Сопоставить на базе статистического анализа мониторинговые ряды фиксируемых величин и установить факторы, оказывающие значимое влияние на эманации, а также разработать на этой основе универсальную модель прогнозирования концентрации растворенного радона, учитывающую закономерности ее вариаций в каждом конкретном источнике.

Объектом исследования в данной работе являлось поле радоновых эманаций в пределах Байкальского рифта. Предметом исследования при этом выступала радиоактивность в различных источниках подземных вод, приуроченных к разломным зонам на изучаемой территории.

Методологическая основа и методы. Применяемые в проведенных исследованиях методы можно разделить на две основные группы. К первой относятся

полевые и камеральные методы получения фактического материала, куда входят: радиометрическая съемка, химический анализ проб воды, замеры физико-химических характеристик источников подземных вод, а также анализ литературных источников и официальных баз данных (находящихся в свободном доступе). Вторую группу составляют различные способы обработки и анализа полученного фактического материала с помощью методов математической статистики: массовые статистические наблюдения, метод группировок, средних величин, индексов, метод графических изображений, кроме того применялись более сложные, с точки зрения расчетов: кластерный, корреляционный и Фурье – анализы.

Фактический материал. В основу диссертационной работы положены материалы, собранные автором за время работы в Институте земной коры СО РАН (в том числе время обучения в очной аспирантуре). Прежде всего, это полевые материалы, полученные в ходе проведения экспедиционных работ с 2012 по 2018 гг. в составе полевого отряда лаборатории тектонофизики. Данные включают результаты замеров объемной активности радона, а также некоторых физико-химических параметров воды в источниках подземных вод на изучаемой территории (333 водоисточника). Также базой для проведения дальнейших работ стали данные мониторинговых исследований по 8 источникам подземных вод за тот же временной период. Регулярные замеры производились дважды в месяц в течение 6 лет. За весь период режимных наблюдений было сделано более одной тысячи замеров комплекса анализируемых величин.

Защищаемые положения:

1. По степени радиоактивности подземные воды делятся на семь групп, причем подавляющее большинство водопроявлений Байкальского рифта относится к первым трем: группа I – $Q \leq 15$ Бк/л, группа II – $16 \leq Q \leq 99$ Бк/л, группа III – $100 \leq Q \leq 184$ Бк/л. Для Прибайкалья к фоновым относятся значения, соответствующие первой группе, а в Забайкалье – ко второй, что обусловлено существенным различием в площадях

распространения магматических пород кислого состава, характеризующихся повышенным содержанием урана. Присутствие активного разлома, как правило, создает аномальную концентрацию радона в дренирующем его источнике, который в этом случае будет относиться к более высокой группе по радиоактивности: для Прибайкалья – это группа II, а для Забайкалья – группы III-VI.

2. Радоновая активность обводненных разломных зон Байкальского рифта меняется неравномерно вкrest и вдоль их простирания. Существует тенденция повышения концентрации растворенного радона от крыльев к сместителю. Продольная неоднородность проявляется в чередовании участков с повышенной и пониженной концентрацией радона в подземных водах, что связано с неравномерной плотностью разрывов оперения.

3. Объемная активность растворенного радона в источниках подземных вод, приуроченных к разломным зонам, имеет устойчивую зависимость от времени года. В меженные периоды происходит повышение концентрации радиоактивного газа, а в паводковые – ее понижение. Главными факторами, определяющими сезонные флуктуации радиоактивности подземных вод, являются атмосферное давление, температура воздуха, условия питания, формирования и водообмена.

Научная новизна и теоретическая значимость. Получена комплексная информация о водопрооявлениях на территории Байкальского региона с акцентом на нерадоновые ($Q < 185$ Бк/л) воды. Выявлены закономерности распределения источников с разной концентрацией радона в пределах изучаемого региона. Предложена классификация источников по концентрации растворенного радона, базирующаяся на существующем в данное время аналоге. Изучены общие закономерности временных вариаций параметра Q в источниках подземных вод. Определены главные факторы формирования эманационного поля, а также факторы, оказывающие влияние на флуктуации этого поля во времени и на этой основе разработана схема иерархических связей параметров

окружающей среды с концентрацией растворенного радиоактивного газа. Предложена модель прогнозирования концентрации растворенного радона в источниках подземных вод.

Практическая значимость. Кроме изучения фундаментальных проблем гидрогеохимии исследование водопроявлений, приуроченных к обводненным разломным зонам, необходимо для решения серии практических задач, актуальных для рассматриваемого региона. Из наиболее приоритетных направлений работ выделяются вопросы питьевого водоснабжения. Кроме того актуальна проблема поиска лечебных вод с содержанием радона ≈ 80 Бк/л, характерным для функционирующих курортов Байкальского региона (например, «Нилова Пустынь»), с целью организации здравниц и курортно-медицинских учреждений.

Соответствие диссертации паспортам научных специальностей. Диссертационная работа представляется по двум научным специальностям: 25.00.03 «Геотектоника и геодинамика», а также 25.00.07 «Гидрогеология».

Согласно паспорту научной специальности **25.00.03** работа соответствует пункту № 9 и частично пункту № 5.

Пункт № 9: «Региональная геотектоника, основанная на выделении и изучении тектонических объектов того или иного региона, страны, континента, океанического или морского бассейна», так как изучаются особенности выделения разломных зон Байкальского рифта в поле эманаций радона.

Пункт № 5: «Неотектоника, изучающая тектонические явления новейшего этапа развития литосферы и использующая для этого свои специфические методы исследования», так как предпринимается попытка связать неоднородность распределения концентраций радиоактивного газа с положением и структурными особенностями новейших разрывов, отчетливо выраженных в рельефе.

Согласно паспорту научной специальности **25.00.07** работа соответствует пунктам № 3, № 7 и № 11.

Пункт № 3: «Условия и процессы формирования вещественного состава подземных вод (химического, газового, изотопного, бактериального)», так как в работе изучаются факторы формирования изотопного состава подземных вод.

Пункт № 7: «Гидрогеохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых (рудных, нефтегазовых)», так как обсуждается вопрос связанности подземных вод с повышенными концентрациями радиоактивного газа с местоположением урановорудных районов.

Пункт № 11: «Гидрогеологический мониторинг геологической среды с целью контроля и оценки ее экологического состояния», так как представленное исследование частично основывается на результатах шестилетних рядов мониторинга радона в источниках подземных вод, находящихся на урбанизированной территории Южного Приангарья.

Личный вклад состоит в:

- Проведении всех работ по получению и структурированию фактического материала, а именно: работы в полевых условиях (отбор проб и замеры объемной активности радона в совокупности с другими гидрохимическими показателями водопунктов); сбор дополнительных данных (анализ баз данных, находящихся в открытом доступе и фактического материала предшественников); составление числовых массивов по полученным результатам (стандартизация и систематизация разнородного фактического материала).
- Проведении различных видов статистического анализа (массовых статистических наблюдений, метода группировок, средних величин, индексов, метода графических изображений, а также более сложных, с точки зрения расчетов – кластерного, корреляционного и Фурье – анализ) и интерпретации полученных результатов.

Степень достоверности и апробация результатов. Достоверность результатов обеспечивается фактическим материалом, полученным автором в результате экспедиционных и камеральных работ в период с 2012 по 2018 гг. Результаты исследований по защищаемой теме опубликованы автором лично или в соавторстве в 24 работах, из них 8 – в журналах, входящих в Перечень ВАК.

Основные результаты представляемой работы докладывались и обсуждались на 17 международных, всероссийских, региональных симпозиумах, конференциях, семинарах, в том числе: IX Международная школа-семинар: Физические основы прогнозирования разрушения горных пород (г. Иркутск, 2013 г.); Всероссийский симпозиум с международным участием: Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы (г. Иркутск, 2013 г.); VIII Косыгинские чтения: Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии (г. Хабаровск, 2013 г.); Всероссийское совещание с участием приглашенных исследователей из других стран: Всероссийская научно-техническая конференция Института Недропользования ИрГТУ (г. Иркутск, 2013, 2014 г.); Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ (г. Иркутск, 2014 г.); X Российско-Монгольская конференция по проблемам астрономии и геофизики «Солнечно-Земная физика и сейсмогеодинамика Байкало-Монгольского региона» (г. Улан-Батор, Монголия, 2014 г.); XXVI Всероссийская молодежная конференция: Строение литосферы и геодинамика (г. Иркутск, 2015 г.); Международная конференция: Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности (г. Нерюнгри, 2015 г.); XX Международный симпозиум имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых: Проблемы геологии и освоения недр (г. Томск, 2016 г.); III Всероссийское совещание и II Всероссийская молодежная школа по современной геодинамике: Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе (г. Иркутск, 2016 г.); IV тектонофизическая конференция ИФЗ РАН: Тектонофизика и актуальные вопросы наук о

Земле (г. Москва, 2016 г.); V Международная конференция молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург, 2017 г.); IV Всероссийская конференция с международным участием: Триггерные эффекты в геосистемах (г. Москва, 2017 г.); XXVII Всероссийская молодежная конференция с участием исследователей из других стран: Строение литосферы и геодинамика (г. Иркутск, 2017 г.); XXII Всероссийское совещание по подземным водам Сибири и Дальнего востока (г. Новосибирск, 2018 г.); Всероссийская конференция молодых ученых: Современные проблемы геохимии (г. Иркутск, 2018 г.).

Структура диссертации и объем. Диссертационная работа состоит из введения, четырех глав и заключения общим объемом 170 страниц печатного текста, включающего 38 рисунков и 9 таблиц. Список использованной литературы включает 187 наименований.

Благодарности. Автор благодарен своему научному руководителю к.г.-м.н., С.А. Борнякову за помощь при проведении исследований и подготовке диссертационной работы.

Отдельная благодарность выражается д.г.-м.н. зав. лабораторией тектонофизики К.Ж. Семинскому за всестороннюю помощь на всех этапах подготовки работы, а также к.г.-м.н. А.И. Мирошниченко за действенные советы при проведении исследований методами математической статистики, д.г.-м.н. С.В. Рассказову за плодотворное сотрудничество, к.г.-м.н. С.Х. Павлову за ценные советы, касающиеся гидрогеологического аспекта работы и А.И. Оргильянову за помощь при проведении химических анализов воды. Также благодарность выражается полевому отряду лаборатории тектонофизики за помощь в сборе полевого фактического материала.

Глава 1. АНАЛИЗ ЛИТЕРАТУРНЫХ ДАННЫХ ПО ПРОБЛЕМЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

1.1. Общие сведения о радоне и его миграции в геологической среде

Радон – элемент 18-й группы периодической системы химических элементов Д.И. Менделеева, 6-го периода, с атомным номером 86. Единицы измерения объемной активности радона (Q) – Беккерель на литр [Бк/л]. При нормальных условиях – тяжелый, радиоактивный, инертный газ, без цвета и запаха. Обладает хорошей растворимостью в воде (выше, чем у других инертных газов). Входит в состав радиоактивных рядов ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th (рис. 1–1) [Маренный, Цапалов, Микляев и др. 2016]. Кларк радона, непрерывно возникающего при радиоактивном распаде материнских ядер, примерно составляет $7 \cdot 10^{-16}$ %. По некоторым оценкам масса радона, находящегося в атмосфере Земли – всего несколько килограмм [Виноградов, 1962]. Определить концентрацию этого газа количественно представляется возможным только благодаря его радиоактивности. Радон входит в состав инертных газов, следовательно, является «пассивным воздушным мигрантом» [Перельман, 1995] и не встречается в химических соединениях с другими элементами. Благодаря инертности он относительно легко выходит из кристаллической решётки радиогенного минерала. Из природных изотопов этого газа (219, 220, 222) самым долгоживущим является ^{222}Rn . Период полураспада этого изотопа составляет 3.8 суток. Основным источником радона являются горные породы с повышенным содержанием радиоактивных элементов.

Радон может оказывать сильное воздействие на человека, в первую очередь это связано с его радиоактивностью. Более половины всей эффективной дозы облучения, которую в среднем получает человек от природных и техногенных радионуклидов окружающей среды приходится на радон и его дочерние продукты. Первые исследования радонового воздействия на организм были начаты в 1920-е годы в связи с высокой смертностью шахтеров, работающих в урановых шахтах, от «шеенбергской горной

болезни» [Защита от радона-222..., 1995]. Тогда впервые были высказаны предположения о связи «шеенбергской болезни» с повышенными концентрациями радона в закрытых горных выработках. Позднее эту болезнь определили, как рак легких. Благодаря большому весу радон скапливается в подвалах и на первых этажах инженерных сооружений, в т. ч. жилых домов.

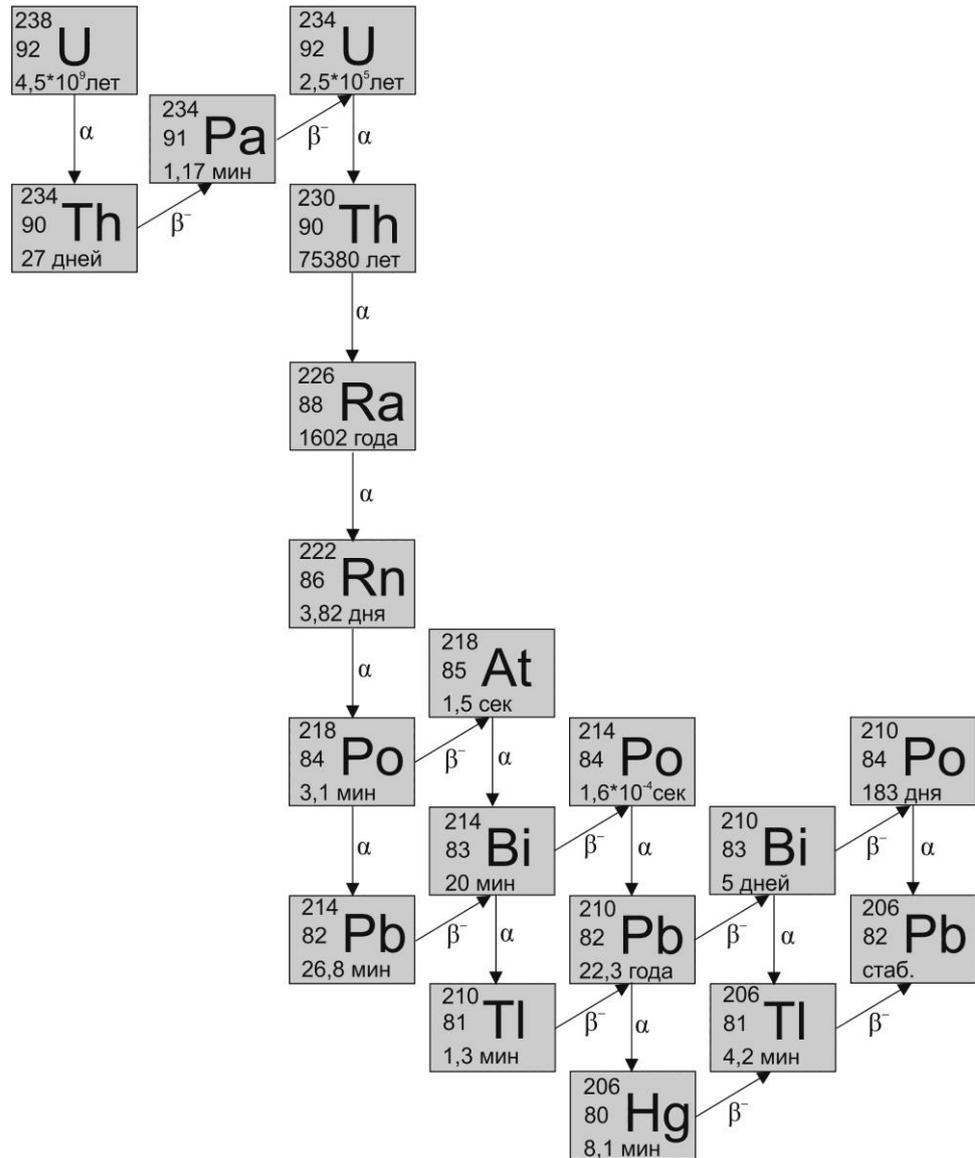


Рис. 1–1. Ряд радиоактивного распада урана-238.

В связи с тем, что радон может представлять опасность для здоровья и жизни, во всем мире проводятся разномасштабные исследования по оценке количества этого газа в

среде обитания человека [Ciotoli, Voltaggio, Tuccimei et al., 2017; Cucos, Papp, Dicu et al., 2017; Forkapic, Maletic, Vasin et al., 2017; Watson, Smethurst, Ganerod et al., 2017; Friedmann, Baumgartner, Bernreiter et al., 2017]. Содержание радона в воздухе помещений на территории России нормируется ГОСТами и СанПиНами [СанПиН 2.6.1.2523-09, 2009; СанПиН 2.6.1.2800-10, 2010; СП 2.6.1.2612-10, 2010], устанавливающими, что среднегодовая объемная активность радона в воздухе строящихся помещений не должна превышать 100 Бк/м³, в эксплуатируемых зданиях – 200 Бк/м³. Содержание радона, растворенного в питьевой воде, согласно ГОСТу [ГОСТ Р 51232-98, 1998] не должно превышать 60 Бк/л.

Кроме негативного воздействия, радон, при определенных условиях, может оказывать и бальнеологический эффект, который достигается при наружном контакте тела человека с радоном, концентрация которого незначительно превышает фоновые значения. Слабое альфа-излучение инициирует в клетках и органах человека процессы регенерации [Самосюк, Федоров, Думин, 2000].

Миграция всех радиоактивных изотопов Земли, в т.ч. радона, происходит на разных структурных уровнях. Первый – молекулярно-агрегатный, когда происходит перемещение атомов и молекул, а также их агрегатов. Ко второму уровню относится движение в одинаковых фазах, например в минералах, их скелете, поровых растворах и расплавах (твердая, жидкая и газовая среды). Третий уровень характеризует миграцию вещества в средах, которые в мелком масштабе могут рассматриваться как однородные, однако микроскопически являющиеся разнофазными и разноморфными (например горные породы). На четвертом уровне происходит массоперенос вещества в отдельных природных системах и ландшафтах (системы полного перемешивания, поршневого вытеснения и т.п.). Пятый уровень является региональным и затрагивает системы, имеющие сложную структуру, а также различные неоднородные элементы (гидрогеологический массив, артезианский бассейн). Шестой, является наиболее

глобальным уровнем переноса вещества в природе, он включает в себя миграцию воды, а также ее компонентов в атмосфере, гидросфере и литосфере Земли [Гудзенко, Дубинчук, 1987].

Так как радон не вступает в химическое взаимодействие с вмещающими породами, он легко покидает кристаллическую решетку минералов, в которых образовался (рис. 1–2). Однако из-за относительно небольшого периода полураспада он не успевает значительно мигрировать от «родительского» минерала. Таким образом, его высокие концентрации зачастую прямо связаны с наличием урана (радия) во вмещающих породах. Исключением являются зоны активного массопереноса: места тектонической и вулканической активности; гидрогеологические и газовые потоки. Основные процессы,

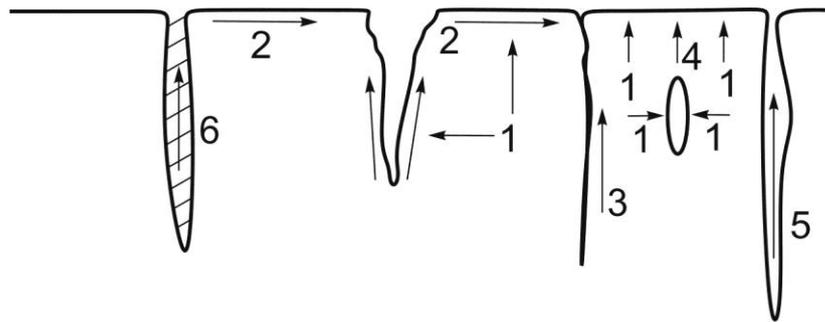


Рис. 1–2. Виды миграции Rn и Ra в твердых телах и минералах:

1 – Объемная диффузия к дефектам, поверхностям раздела зерен и границам отдельностей; 2 – поверхностная диффузия; 3– диффузия по границам отдельностей (зерен, кристаллов); 4 – в составе дефектов-ловушек; 5 – объемная диффузия в газовой фазе сухих пор и трещин; 6 – объемная диффузия в поровом растворе, заполняющем поры и трещины.

инициирующие перемещение радона в вертикальном направлении [Новиков, 1989]: диффузия за счет разности концентрации радона; эффузия обусловленная градиентом давления в земной коре; тепложидкостная конвекция, посредством подъемной силы, вызванной градиентом температуры массивов горных пород; гидродинамическая фильтрация; газоподъем при заполнении водой порового пространства; массоперенос при изменении давления внутри пор при перераспределении сейсмических напряжений;

массоперенос из-за турбулентных эффектов в почвенном воздухе при изменении экзогенных условий – давления атмосферного воздуха, температуры окружающей среды, ветровой нагрузки. Сочетание и распределение различных концентраций радона в пространстве и времени образует эманационное поле.

1.2. Факторы формирования эманационного поля

Поле эманаций радона непостоянно, это обусловлено тем, что на него оказывает воздействие множество факторов, степень и характер влияния каждого из которых спорны. Условно их можно разделить на две большие группы: внутренние (геологические, гидрогеологические, геодинамические) и внешние (космогенные, метеорологические). В настоящее время существует множество работ, посвященных установлению связей между концентрациями радона и процессов или явлений, оказавших на них влияние.

1.2.1. Внутренние факторы

К внутренним факторам относятся: геологические (состав, свойства, а также тектоническая нарушенность вмещающих пород); гидрогеологические (обводненность пласта, в котором находится «родительский минерал», химический состав подземных вод, а также скорость фильтрационного потока и условия водообмена); геодинамические (степень и характер тектонической активности земной коры изучаемых территорий, а также напряженное состояние пород в пределах этих участков).

Геологические факторы

Главным из геологических является вещественный фактор. Распространение радона от радиогенного минерала в геологической среде ограничивается первыми десятками метров. Как следствие, поле эманаций находится в прямой зависимости от распространенности урана (радия) на исследуемой территории [Сидякин, 1999]. Еще в 1908 году В.И. Вернадский предложил в качестве одного из поисковых признаков месторождений радия использовать наличие радоновых аномалий.

Следующим важным фактором являются физические свойства пород. К ним относятся такие параметры как температура, плотность, пористость, а также влажность, определяющие газопроницаемость массива, и скорость эманирования. Связь параметров, приведенных выше, с концентрацией радона в почвенном воздухе определена формулой (1.1) [Уткин, 2000].

$$C_{Rn} = 3,4 \cdot 10^{-7} \frac{U \cdot K_{эм} \cdot \rho}{\eta}, \quad (1.1)$$

где C_{Rn} – концентрация радона в подпочвенном воздухе, U – содержание равновесного урана (радия); $K_{эм}$ – коэффициент эманирования горной породы; ρ – плотность горной породы; η – эффективная (открытая) пористость. Согласно модели Флюгге-Цюмменса [Flugge, Zimtns, Die, 1939], разработанной в 1939 году, коэффициент эманирования или эманлирующая способность, прямо пропорциональна площади поверхности твердого вещества, испускающего радон, при постоянной массе или обратно пропорциональна размеру его зерен. Более поздние исследования показали, что дробление породы, т. е. увеличение площади ее свободной поверхности, вызывает лишь слабое увеличение коэффициента эманирования [Старик, Меликова, 1967]. Температура, также, оказывает большое влияние на скорость эманирования и, как следствие, на все поле эманаций в целом. Повышение температуры прямо экспоненциально эманлирующей способности веществ [Коловрат-Червинский, 1918; Старик, Меликова, Курбатов и др., 1955]. Отклонение от выявленной закономерности возможно в случаях: когда скорость эманирования становится меньше или равной скорости распада; или запасы эманации исчерпываются. На рисунке (рис. 1–3) представлен график зависимости скорости эманирования Rn от температуры для урановой смолки [Спицын, 1926]. Важной особенностью является то, что размер частиц не существенен, когда при увеличении температуры возрастает $K_{эм}$. Кроме всего, температура оказывает влияние на растворимость радона в жидких флюидах. Связь между этими параметрами имеет

обратный характер. Исследования показывают, что коэффициент корреляции доходит до -0.73 [Erdogan, Eren, Demirel et al., 2013; Smetanova, Holy, Mullerova et al., 2010].

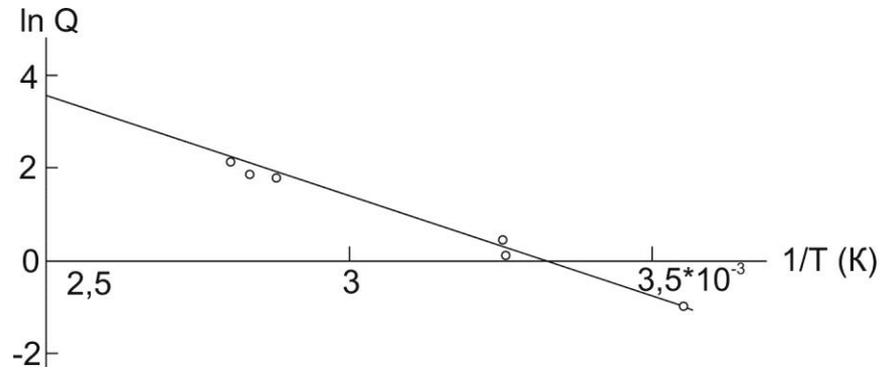


Рис. 1–3. Зависимость скорости эманирования Rn от температуры для 1 грамма урановой смолки (по данным [Спицын, 1926]).

Последним из геологических факторов является тектоническая обстановка в пределах исследуемой территории. Степень нарушенности и сохранность пород существенно влияют на их эманлирующую способность. Исследования 1942 года показали, что в районах с сильной тектонической нарушенностью содержание радона примерно в три раза больше, чем в платформенных областях [Чердынцев, 1942]. Это связано с присутствием зон повышенной проницаемости. При наличии трещин, пустот и разломов, за счет увеличенного проходного сечения, а также меньшей извилистости и общей длины диффузионного пути, увеличивается выход эманации. Чаще всего, влияние последнего фактора выражается в повышении фоновых концентраций на участках с повышенной тектонической нарушенностью, относительно сопряженных территорий [Mojzes, Marko, Porubcanova et al., 2017].

Гидрогеологические факторы

Гидрогеологические условия территории исследований имеют особую значимость связи с тем, что подземные воды не только наполняют вмещающие породы, но и являются

деятельным агентом, инициирующим многие геологические и гидрогеохимические процессы [Павлов, Чудненко, Голубев, 2018].

В частности, гидрогеологические условия являются важным фактором формирования эманационного поля, так как фильтрационные потоки могут переносить частицы короткоживущего радона в растворенном виде на значительные расстояния от «родительского» минерала. Как следствие, поле эманаций радона искажается.

В идеальных условиях распределение радона между газовой и жидкой фазами подчиняется закону Генри [Старик, 1960], согласно которому, при постоянной температуре, растворимость газа в данной жидкости прямо пропорциональна давлению этого газа над раствором. Закон пригоден лишь для идеальных растворов и невысоких давлений. Однако, при изменении температуры потока, его минерализации и скорости или давления газа в пласте, происходит межфазное перераспределение. При температуре 0 °С отношение концентрации радона, растворенного в воде к его концентрации в воздухе, находится в пределах 0.51–0.53, при повышении температуры до 25 °С этот коэффициент падает до 0.23. Также, растворимость радона падает с увеличением минерализации раствора [Schubert, Paschke, Lieberman et al., 2012].

Скорость потока подземных вод, наряду с другими гидрогеологическими параметрами, оказывает непосредственное влияние на распространение частиц радона в пространстве. В первую очередь это связано с тем, что благодаря большей скорости потока жидкого флюида радон способен преодолевать большее расстояние за период полураспада, чем в свободном состоянии или при малой скорости потока. Благодаря переносу радиоактивного газа подземные водные потоки могут «размывать» концентрации радона рядом с источниками эманаций. В 2010 году была предпринята попытка на основе параметров гидрогеологического пласта спрогнозировать концентрацию радона в нескольких пунктах опробования. Результаты исследований

показали, что в точках, где скорость потока была высокой, фактическая концентрация радона оказалась ниже рассчитанной на 80% [Le Druillennec, Ielsch, Bour et al., 2010].

Немаловажную роль в процессе формирования поля эманаций играют условия водообмена. Для зон застойного водообмена чаще всего не характерны большие концентрации радона в воде, даже при наличии близко расположенного источника эманаций. В ходе работ по установлению связи между концентрацией растворенного радона и различными геологическими и гидрогеологическими параметрами, установлено, что концентрация радиоактивного газа в воде имеет прямую зависимость с дебитом исследуемой скважины [Choubey, Bartarya, Saini et al., 2001].

Геодинамические факторы (напряженное состояние, активность разломов)

Геодинамические факторы тесно связаны с группой геологических, однако из-за того, что именно тектоническая активность зачастую обуславливает наличие радоновых аномалий, они выделены в данной работе, как отдельный класс [Monnin, Seidel, 1992]. Связь повышенных концентраций радона с активными разломными зонами отмечалась исследователями с середины прошлого столетия [Бобров, 2010]. Появление этих аномалий объяснялось повышением проницаемости в процессе роста крупных трещин, увеличением площади свободной поверхности частиц, а также изменением внутрислоевого давления и температуры.

В первую очередь от действующего поля напряжений зависят фильтрационные свойства пласта, изменение которых отражается в характере газовой динамики [Фирстов, 1999]. Существует несколько «сценариев» изменения концентрации радона в процессе накопления напряжений и последующей деформации [Уткин, Мамыров, Канн и др., 2006; Кюо, 2014]. Согласно модели, предложенной В.И. Уткиным, растяжение массива горных пород за счет увеличения объема трещинно-пористой среды сопровождается снижением концентрации почвенного радона относительно начальной величины (C_0). После чего, раскрытие новых трещин увеличивает газовые эманации, уровень активности которых

сохраняется и после выхода из режима упругой деформации. Сжатие, напротив, на начальном этапе сопровождается увеличением эманации свободного радона за счет вытеснения его по мере закрытия пор и пустот. После исчезновения свободного пространства выход радиоактивного газа снижается. Затем следует этап механической деструкции породы, в процессе которой происходит активное трещинообразование, что сопровождается резким увеличением радонового потока. Эта модель кондиционна применительно к результатам некоторых работ предыдущих лет [Козлова, Юрков, 2005; King, 1980; King, Walkingstick, Basler, 1991] (рис. 1–4).

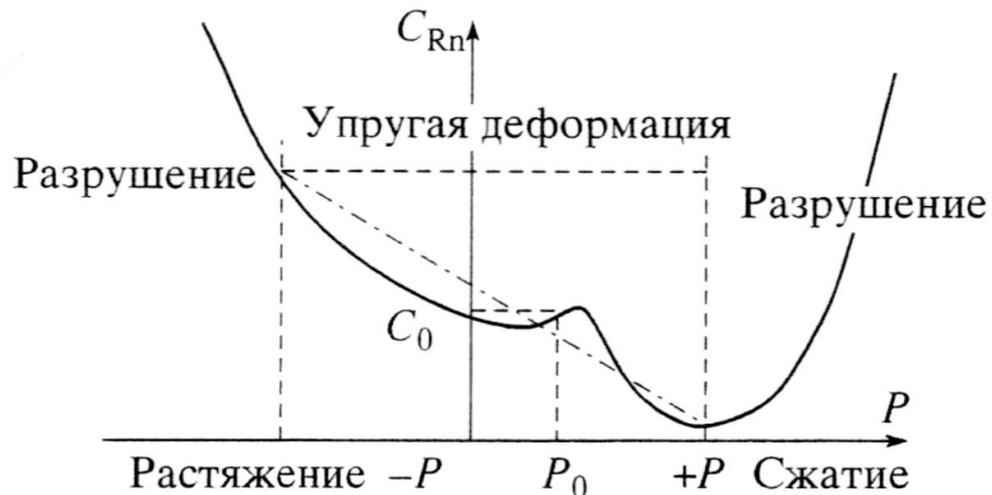


Рис. 1–4. Поведение объемной концентрации радона при изменении знака и величины нагрузки на массив горных пород.

C_0 , P_0 – начальные концентрация радона и приложенное напряжение, соответственно [Уткин, Мамыров, Канн и др., 2006].

Также существует модель Куо Т. [Куо, 2014], описывающая характер изменения объемной активности радона в обводненных пластах при подготовке землетрясения, согласно ей, в зоне растяжения, подготовка деформации происходит в три стадии. Первая стадия заключается в накоплении внутренних напряжений в массиве горных пород, концентрация радона на этой стадии остается на соответствующем для данного источника

уровне. Вторая стадия характеризуется растяжением массива, при этом увеличивается пространство пустот, а также происходит процесс образования новых трещин, как следствие, интенсивность эманации увеличивается, а уже растворенный радон переходит из воды в свободное поровое пространство. Также увеличивается скорость подтока свежей воды, что влечет снижение концентрации растворенного радона. Подготовка деформации переходит в третью стадию непосредственно перед сейсмическим событием. Вода заполняет весь объем новообразованных пустот, что приводит к обратному фазовому переходу свободного радона в растворенное состояние. Концентрация радиоактивного газа в воде возвращается на уровень, характерный для данного источника в сейсмически стабильной обстановке. С помощью данной модели исследователям удалось спрогнозировать четыре крупных землетрясения в Тайване.

Расстояние, на котором представляется возможным зафиксировать аномалию, связанную с изменением напряженного состояния в разных работах варьирует от 100 метров до 1000 километров.

1.2.2. Внешние факторы

К внешним факторам, оказывающим влияние на эманационное поле радона, относят космогенные (солнечная активность, солнечно-лунные приливы, вспышки и взрывы в хромосфере, а также влияние других космических тел) и метеорологические (атмосферные температура, давление и влажность, а также скорость ветра и количество осадков).

Космогенные факторы

Все процессы на Земле происходят под прямым или косвенным действием сил, имеющих космическое происхождение. В большинстве работ, однако, рассматриваются лишь те космогенные факторы, которые имеют непосредственное влияние на эманации радона. Главным из них является Солнечная активность. Существует прямая зависимость между активностью Солнца (в т. ч. продолжительностью светового дня) и

интенсивностью эманаций. Это связано с тем, что к собственному радиационному фону, характерному для данных территорий, добавляется Солнечная радиация. Влияние на радоновое поле Солнечно-Лунных приливных явлений, а также неравномерности скорости вращения Земли происходит за счет деформации верхнего слоя геосферы посредством изменения гравитационного поля (рис. 1–5) [Адушкин, Спивак, Соловьев и др., 2010; Спивак, Кожухов, Сухоруков и др., 2009; Хитаров, Войтов, 1982]. Кроме того, колебания радиоактивности в приповерхностном почвенном слое могут быть обусловлены наличием и интенсивностью магнитных бурь, происходящих из-за вспышек и взрывов в хромосфере Солнца [Barliaeva, Pudovkin, Morozova, 2001; Semi-Zade, 1978; Semi-Zade, 1992]. Механизмы влияния на радоновое поле планетарных приливных явлений и магнитных бурь подобны. Отличие заключается, лишь в том, что во втором случае деформация приповерхностного слоя, влекущая изменения концентрации радона, происходит вследствие магнитострикционных явлений [Шемьи-Заде, 1992]. Космические тела (кометы, астероиды и т. п.), находящиеся или попадающие во взаимодействие с Землей, оказывают влияние на всю планету, в т. ч. на эманации радона, однако воздействие их настолько незначительно и трудно поддается контролю и описанию, что работ, посвященных этой теме практически нет.

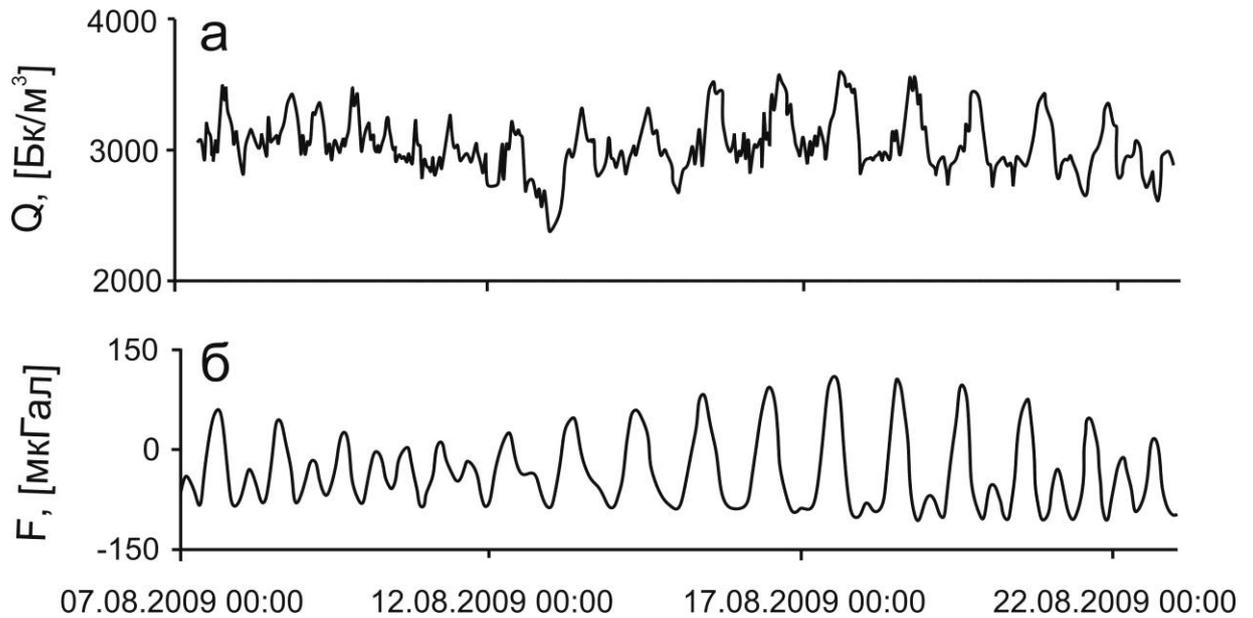


Рис. 1–5. Графики суточных флуктуаций:
 а – объемной активности радона; б – силы тяжести (основной характеристики гравитационного поля Земли).

Метеорологические факторы

Метеорологические факторы формирования эманационного поля неразрывно связаны с космогенными, но так как их влияние на эманации радона значительно, они выделяются в отдельную группу. Степень и характер связи атмосферных условий с эманированием радона является наиболее популярной и раскрытой темой современных исследований. Однако, наряду с повсеместностью подобных работ, их выводы характеризуются значительной противоречивостью.

Согласно результатам большинства исследований [Boukhal, Cherkaoui, Lferde, 1995; Clement, Wilkening, 1974; Duenas, Perez, Fernandez et al., 1996; Klusman, Webster, 1981; Schery, Gaeddert, 1982], температура атмосферного воздуха имеет обратную связь с концентрацией радона. Коэффициент корреляции, полученный в рамках подобных работ, составляет -0.73 [Monnin, Seidel, 1992]. Наряду с этим, анализ данных мониторинговых исследований, проведенных в 2003 году, показал прямо противоположный результат. Коэффициент корреляции между Q и температурой составил 0.75 . Кроме того,

существуют работы, в которых показано, что влияние температуры незначительно или полностью отсутствует, в связи с чем определить коэффициент корреляции не представляется возможным [Гулабянц, Заболотский, 2004; King, 1980].

Подобные отличия встречаются в результатах работ по выделению связи между изменениями интенсивности эманирования с колебаниями атмосферного давления. Большинство исследователей сходятся во мнении, что эти параметры имеют обратную связь [Сидякин, 1998; Clement, Wilkening, 1974; Kovach, 1945; Schery, Gaeddert, 1982], выявленный коэффициент корреляции составляет -0.86 [Iakovleva, Ryzhakova, 2003]. Однако такая закономерность при проведении подобных работ другими исследователями не была обнаружена [King, 1980]. Важно отметить, что влияние давления на растворенный радон имеет противоположный характер. Существует несколько работ, в которых [Monnin, Seidel, 1992; Nevinsky, Tsvetkova, Nevinskaya et al., 2015] доказывается наличие прямой связи между изменениями концентрации растворенного радона и колебаниями атмосферного давления.

Влияние влажности и атмосферных осадков на эманационное поле неоднозначно. Существуют доказательства как прямой [Duenas, Perez, Fernandez et al., 1996], так и обратной [Turk, Volaric, Antolkovic, 1996] связи между влажностью вмещающих пород и объемной активностью радона. Коэффициенты корреляции составили 0.64 и - 0.76 соответственно. Количество, интенсивность, а также продолжительность атмосферных осадков, также находится в зависимости с параметром Q . Авторы целого ряда работ [Boukhal, Cherkaoui, Lferde, 1995; Monnin, Seidel, 1992; Singh, Ramola, Singh et al., 1988; Tanner, 1980] сходятся во мнении, что после умеренных осадков концентрация радона в почвенном воздухе увеличивается (рис. 1–6). Механизм этого явления заключается в том, что при намокании грунта образуется слабопроницаемый для газов пласт, вследствие чего радон накапливается в приповерхностном слое и выходит на поверхность, только после высыхания почвы. При этом концентрация растворенного газа в момент дождя может как

возрастать, так и снижаться. Общепринятым считается, что объемная активность растворенного радона имеет прямую зависимость с защищенностью подземных вод от разбавления атмосферными осадками.

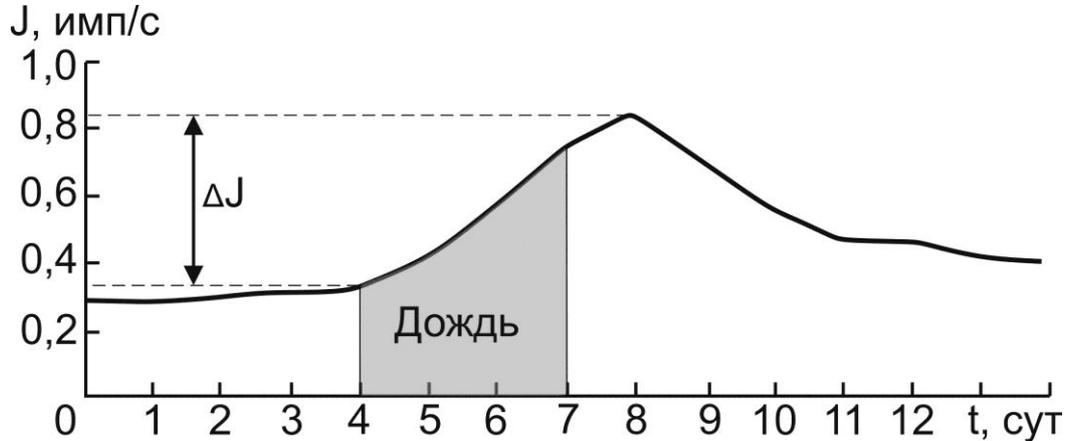


Рис. 1–6. Изменение содержания радона в грунтовом воздухе, вызванное выпадением осадков в виде дождя [Титов, Венков, Авдеева и др., 1985].

* * *

Исходя из результатов работ, описанных в литературных источниках, можно сделать вывод, что в различных регионах мира существует несколько моделей, иерархически определяющих связь факторов формирования эманационного поля между собой и степень их влияния на интенсивность эманации радона. Каждая из них логически описана и имеет достаточную доказательную базу. Как следствие, для каждого региона необходимо проводить собственный ряд исследований, с целью выявления характера и способа влияния разнородных факторов окружающей среды на эманационное поле и построения иерархической модели по степени связи между определяемыми параметрами и этим полем.

1.3. Поле эманаций радона

Совокупное действие внутренних и внешних факторов образует поле эманаций радона. Неоднородность полигенного воздействия определяет флуктуации этого поля в пространстве и времени.

1.3.1. Закономерности формирования эманационного поля

Пространственное распределение концентраций радона, как в пределах отдельно взятого участка, так и при изучении планетарного поля эманаций в целом неоднородно. В естественных условиях радон встречается в разных формах газообразного агрегатного состояния: связанной; собственно газообразной; растворенной. В первом случае речь идет о радоне, еще не покинувшем кристаллическую решетку «родительского» минерала или находящемся на поверхности пор и пустот нерадиоактивных пород. Следующая форма наиболее распространена в окружающей среде, так как при нормальных условиях радон является газом. Благодаря хорошей растворимости в воде, при изменении граничных условий, радон переходит в третью форму, в которой может мигрировать на значительные расстояния. Изучение флуктуаций радонового поля в пространстве, а также распространенности радона в различных формах ведется для решения множества практических задач.

Радон в связанном состоянии (связь уран – радон)

В связанном состоянии изотопы радия и радона находятся в «родительском» минерале или на поверхностях пор и пустот нерадиоактивных пород. Благодаря своей инертности, радон относительно легко покидает кристаллические решетки вмещающих минералов и попадает под воздействие различных процессов, инициирующих его перемещение. Диффузия радиоактивного газа в минералах и породах сопровождается сорбцией его на их поверхности. Диффузия в растворах может сопровождаться переходом радия в нерастворимую фазу и осаждением на твердой фазе, например в ходе коагуляции или травертинообразования. Вынужденный перенос сопровождается диффузией и дисперсией из-за случайной структуры пористых сред или турбулентных потоков, а также сорбцией на поверхностях раздела фаз [Гудзенко, Дубинчук, 1987]. Так как радон – единственный газ, являющийся одновременно радиоактивным и радиогенным, он постоянно рождается в местах локализации сорбированного радия. Ввиду относительно

малого периода полураспада (3.82 суток) радон рассматривался исследователями XX века, преимущественно, в рамках поискового направления (поиски месторождений урана).

В числе первых на роль радона, как поискового признака месторождений урана указал В.И. Вернадский в 1908 году. Под его руководством в 1913 году организована первая поисковая Радиевая экспедиция, а позднее (в 1922 году) Государственный радиевый институт. Эта организация была единственной в мире, которая изучала естественную природную радиоактивность. Радиологическое отделение этого института исследовало радиоактивные вещества в геологической среде и в том числе радон [Титаева, 2000]. Эманационная радоновая съемка стала первым полевым геофизическим методом поиска месторождений урановых руд [Новиков, 1989]. Наибольшая популярность изучения и применения эманационных методов приходится на середину XX века, это связано с наращиванием урановой сырьевой базы для развития атомной энергетики и ядерного вооружения. Всестороннее исследование эманирования горных пород, а также минералов было проведено в 1960 году [Старик, 1960]. Позднее был разработан комплекс методов эманационного анализа горных пород [Пруткина, Шашкин, 1984; Шашкин, Пруткина, 1979]. В результате, к концу XX века российскими учеными была накоплена и сформирована значительная база знаний о применении эманационных методов при разведке месторождений. Несмотря на это, к девяностым годам XX столетия поисковые работы с помощью эманационных методов практически были прекращены. Это произошло в связи с тем, что для государства поиск месторождений этого стратегического сырья перестал быть приоритетным направлением. Кроме того, эманационная съемка обладает некоторыми недостатками, такими как малая глубинность исследования (первые десятки метров), недостаточная точность (значительное влияние большого количества факторов на достоверность данных), а также трудоемкость подобных методов исследования.

Радон в газообразном состоянии

Газообразное агрегатное состояние является самой распространенной формой нахождения радона в природных условиях. Само слово «эманация» значит – испускание, излучение, истечение чего-либо, откуда-либо, то есть после распада радия, находящегося в твердом состоянии, образуются изотопы радона, который через пустоты попадает в окружающее пространство. Неоднородность радонового поля эманаций может свидетельствовать, как о вещественном составе и физических характеристиках пород, слагающих данную территорию, так и о наличии тектонических нарушений.

Радон в почве

Анализ данных, приведенных в различных литературных источниках, показал, что механизм эманации достаточно хорошо изучен для различных минералов и урановых руд. Основным направлением, в котором ведутся современные исследования концентрации радона в приповерхностном почвенном слое, является геоэкологическая съемка с целью оценки потенциальной радоноопасности территорий.

Потенциальная радоноопасность территории – это сочетание внешних и внутренних факторов формирования эманационного поля, при котором объемная активность радона в обитаемых помещениях, питьевой воде и приземном слое воздуха данной территории превышает значения, закрепленные СанПиНами и ГОСТами. Эманационная съемка может проводиться, как в мелком масштабе, для общей оценки интенсивности поля эманаций на крупных площадях (для оценки доз облучения населения и регионального планирования), так и на локальных участках (для выбора строительных площадок и принятия мер по защите отдельных жилых зданий или учреждений от радона).

Одной из первых, изданных в мире, стала карта потенциальной радоноопасности территорий бывшего СССР, которая была выпущена в 1995 году [Карта радоноопасности России, 1995] (рис. 1–7). Районирование территории производилось на основе

особенностей геологического строения, а также гидрогеологических и геохимических обстановок. Основным критерием оценки выступили аномальные концентрации радона и радия в подземных водах, а также на территориях, где развиты породы с повышенным содержанием урана и радия. Количество радиоактивного газа в местах обитания человека также учитывалось, однако, из-за практически полного отсутствия данных, значение этой характеристики несущественно. В России, позднее, предпринимались попытки издать подобные схемы, включающие территорию всей страны, в более крупном масштабе, однако карта 1995 года осталась единственной.

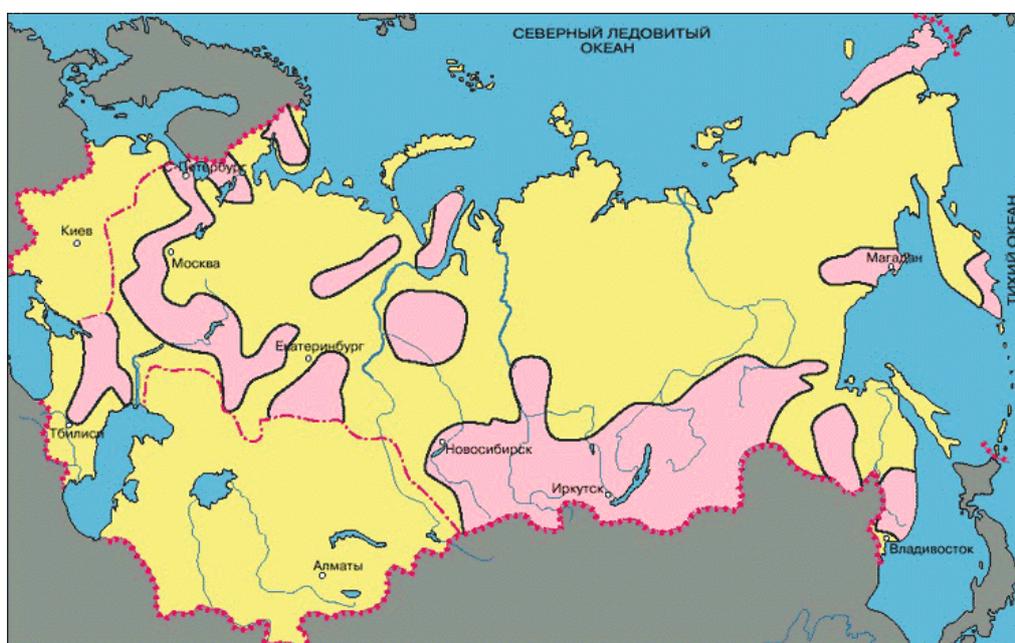


Рис. 1–7. Карта радоноопасности России. Масштаб 1:10 000 000 [Карта радоноопасности России, 1995].

Розовым цветом выделены радоноопасные территории.

Это связано в основном с тем, что проведение крупномасштабной съемки такой обширной территории требует колоссального количества трудовых и материальных ресурсов. Хотя, работы в крупном масштабе проводились для отдельных территорий [Российский геоэкологический центр (электронный ресурс), 2004; Официальный портал администрации Санкт-Петербурга (электронный ресурс), 2001].

За рубежом исследования, связанные с изучением радоноопасности территорий, получили более широкое распространение. Чаще всего при проведении съемки замеряется объемная активность радона на первых этажах жилых помещений и в почве, рядом с этими строениями. Карты и схемы, подобные отечественной, составлены для территорий США, Канады, Австралии, а также некоторых стран Евросоюза (Англии, Сербии, Румынии, Норвегии, Италии и Австрии [Ciotoli, Voltaggio, Tuccimei et al., 2017; Cucos, Papp, Dicu et al., 2017; Forkapic, Maletic, Vasin et al., 2017; Friedmann, Baumgartner, Bernreiter et al., 2017; Watson, Smethurst, Ganerod et al., 2017]). Причем подходы, применяемые в изучении данного вопроса, постоянно совершенствуются. Наиболее острой является дискуссия исследователей о корреляции между концентрацией радона в почвенном воздухе и его содержанием в воздухе первых этажей жилых зданий. Также идет обсуждение предельно допустимых концентраций, безопасных для человека, а также значений, которые целесообразнее принять в качестве фоновых. Такая распространенность подобных исследований в развитых странах связана с тем, что в них эманационной съемкой занимаются отдельные службы и агентства, по защите окружающей среды. В результате все полученные материалы однородны и обработаны централизованно.

Разломные зоны в поле эманаций радона

Высокая радоновая активность в местах локализации разломов была отмечена в работах середины XX века. Главными причинами подобных флуктуаций являются увеличение площади эманирования [Honda, Kurita, Hamano et al., 1982] и увеличение пропускного сечения пустот [Brace, 1977] в результате роста трещин. Механизм миграции радона в вертикальном направлении описан многими исследователями [Коваль, Удодов, Саньков и др., 2006; Akerbolm, Andersson, Clavensjo, 1984; Banwell, Parizek, 1988; Hermansson, Cyssler, Akerblom et al., 1991; Moussa, El Arabi, 2003; Walia, Mahajan, Kumar, 2008]. В рамках подобных работ был проведен анализ результатов площадной съемки,

который показал, что местоположения и геометрические формы территорий с аномальными концентрациями почвенного радона и глубинных нерадиоактивных газов (CH_4 , CO_2 , He, Hg, N_2 и др.) в плане совпадают, на основе чего был сделан вывод, что радон переносится некоторыми из них.

Авторами ранних исследований структурных особенностей разломов применялось устаревшее понимание термина «разломная зона», согласно которому – это узкая полоса проявления тектонитов главного сместителя. Согласно современным представлениям [Семинский, 2003; Борняков, Семинский, Буддо и др., 2014], разлом – это широкая область, внутреннее строение которой определяется наличием комплекса парагенетически связанных разрывов, сформировавшихся при перемещениях крыльев по главному сместителю. Данный объект имеет зональное строение (рис. 1–8), определяющееся стадийностью разломообразования. В эманационных исследованиях предшественников отчетливо выделяются отдельные особенности поля радона над разломами, обусловленные структурой зоны их влияния в представленном выше тектонофизическом понимании этого термина.

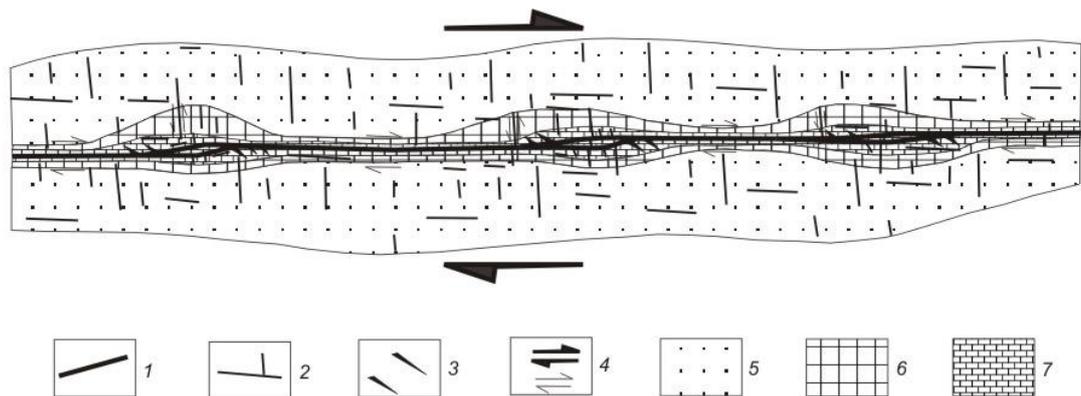


Рис. 1–8. Принципиальная схема строения зоны мелкого разлома с правосдвиговым характером смещения крыльев (по [Семинский, 2003] с упрощениями):

1 – магистральный сместитель; 2 – трещины и более крупные разрывы; 3 – трещины растяжения; 4 – характер смещения крыльев по разломной зоне в целом и составляющим ее разрывам свола; 5 – подзона повышенной трещиноватости; 6 – подзона разрывов второго порядка; 7 – подзона магистрального сместителя.

В настоящее время не подлежит сомнению то, что аномалии повышенной объемной активности радона в разломных зонах напрямую связаны с тектонической активностью этих зон в последние периоды геологической летописи [Анисимова, 2006; Дехандшуттер, Бобров, Хус и др., 2002; Макаров, Бабак, Дорожко и др., 2003]. Причем, чем активнее разлом, тем интенсивнее эманации радиоактивного газа [De La Cruz, Isabelle, Mena et al., 1986; Steinitz, Vulkan, Lang et al., 1992]. Для тектонически-пассивных разломов, выделяющихся в поле эманаций радона, был предложен термин «геохимически-активный разлом» [Lombardi, Quattrocchi, Fytikas, 1998]. Разница параметров Q надплатформенной части и зоны крупных разломов может достигать нескольких порядков [Pedersen, Wanger, Johansen, 1997]. Связь неоднородности поля эманаций со структурными особенностями отдельных блоков была продемонстрирована в статье [Спивак, Кожухов, 2004], где на отдельных участках, для которых характерна низкая плотность линеаментов объемная активность радона была в 1–3 раза ниже, чем на участках со сложной линеаментной картиной. То есть смежные блоки со сходным геолого-структурным строением, сложенные однотипными породами имеют заметное различие в поле эманаций радона. Отдельно следует отметить повышение концентрации радиоактивного газа относительно средних для участка значений в 2–5 раз на границе этих структурных блоков.

В мировой практике широко применяются методы картирования разломов и разломных зон с помощью эманационной съемки. Результаты современных исследований этого вопроса показывают, что радоновая аномалия проявляется не над самим сместителем, а над его крыльями, она выражена в повышении фоновых концентраций, относительно сопряженных территорий [Mojzes, Marko, Porubcanova et al., 2017]. В работе [King, Zhang, King, 1993] было доказано, что если сместитель представлен глиной трения, обладающей низкой газовой проницаемостью, (отдельные участки вдоль разлома Сан-Андреас) в поле объемной активности радона он выделяется минимумом.

Зависимость концентрации радона от наклона плоскости изучаемой разломной зоны объясняется в работе [Семинский, Гладков, Лунина и др., 2005]. Для лежачего крыла характерна меньшая раздробленность и, следовательно, проницаемость относительно висячего, то есть параметр Q там будет ниже. В таком случае аномалия имеет вытянутую форму в сторону висячего крыла (рис. 1–9).

Радон в растворенном состоянии

Наряду с тем, что радон характеризуется достаточно слабой растворимостью в воде, его содержание в подземных и поверхностных водотоках может варьировать в диапазоне четырех порядков. Аномальные концентрации растворенного радиоактивного газа могут свидетельствовать как о связи конкретного водопункта с водоносным горизонтом более глубокого заложения, так и о различных характеристиках среды на границе вода-порода.

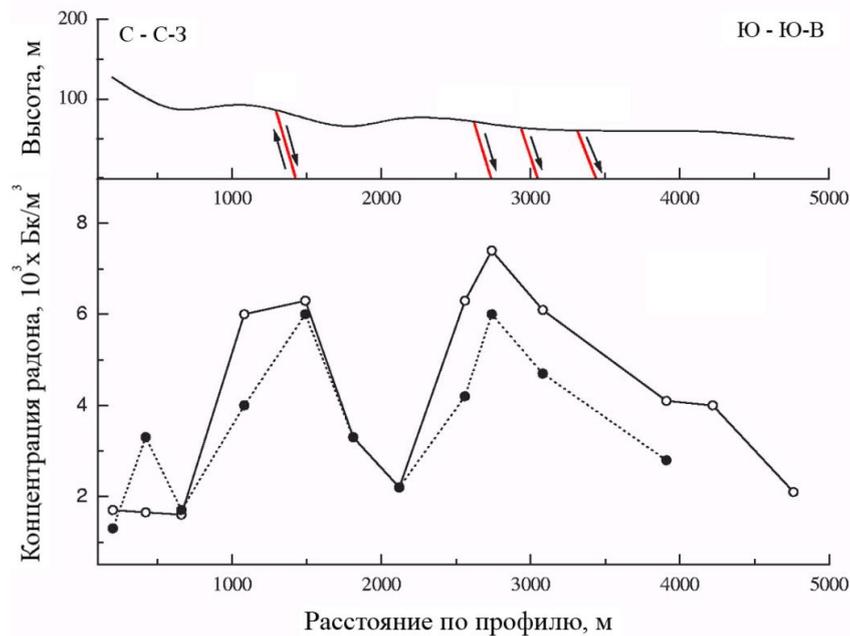


Рис. 1–9. Профиль объемной активности радона, проходящий серию разломных сместителей [Ioannides, Papachristodoulou, Stamoulis, 2003].

Концентрация радона измерена в два разных периода времени. Красным цветом показаны плоскости отдельных сместителей.

Радон в поверхностных водах

По данным различных мировых исследований, концентрация растворенного радона в поверхностных водотоках и водоемах значительно отличается от его концентрации в подземных водах [Kuzminov, Nevinsky, 1981]. Главным фактором, обуславливающим отличия концентраций, является дегазация с открытого зеркала водной поверхности. Под действием внешних факторов (температура, давление, количество осадков) нарушаются условия равновесия, и происходит переход растворенного радона в газообразное состояние. Усиление ветра над поверхностью водоема, способствующее образованию волн и созданию турбулентных движений воды у поверхности, также способствует процессу дегазации. Потери радона через поверхность усиливает барботирование водной толщи газами (биохимического или иного происхождения), выделяемыми со дна водоема [Гудзенко, Дубинчук, 1987]. Для рек и ручьев, на которых существуют пороги, происходит практически полная потеря радона за счет барботирования потока. Важной особенностью формирования концентрации радиоактивного газа в поверхностных водах является его малый период полураспада. Основным источником радона для ручьев, небольших рек и озер является разгрузка подземных вод и эманации ложа водоема. Для крупных водоемов (моря и океаны) основной вклад в формирование Q дает распад растворенного радия и урана. Как следствие, концентрация радона на больших глубинах дает лишь приблизительную информацию о наличии и количестве его более долгоживущих предшественников [Сердюкова, Капитанов, 1976].

Особенности формирования эманационного поля поверхностных вод применяются в различных исследованиях для решения множества практических задач. Водную радоновую съемку используют для определения фоновых концентраций на территориях, характеризующихся различными природными обстановками [Kuzminov, Nevinsky, 1981]. Широко применяются методы поиска мест сосредоточенной разгрузки подземных вод в реки и ручьи на основе изменения параметра Q и расхода потока [Гудзенко, Чайковский,

Шестопалов, 1975] (рис. 1–10). Кроме того радон и радий используют при поисках и исследовании мест локализации источников на дне крупных водоемов [Fanning, Byrne, Breland, 1981].

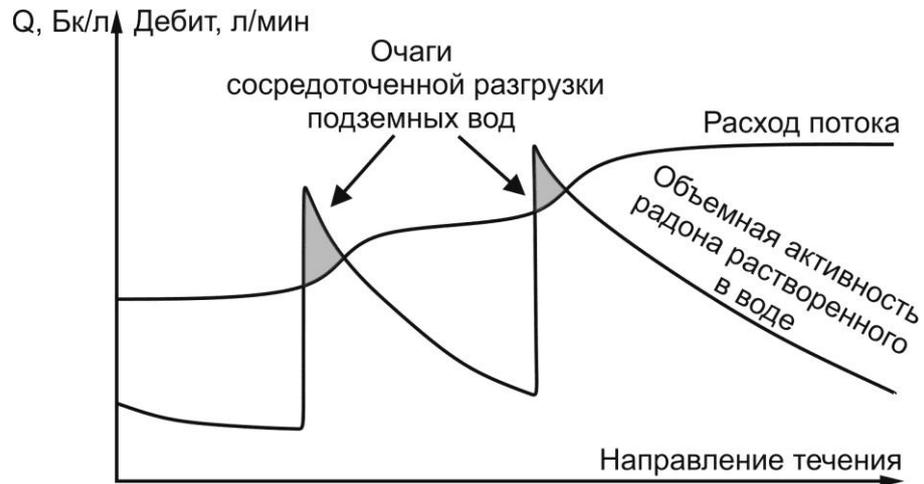


Рис. 1–10. Схема определения местоположения очагов разгрузки подземных вод (по [Гудзенко, Чайковский, Шестопалов, 1975] с упрощениями).

Радон в подземных водах (обводненных разломных зонах)

Концентрация растворенного в подземных водах радона варьирует в широком диапазоне, это связано с наличием огромного разнообразия существующих природных обстановок. Количество изотопов радия в гидрогеологической среде, также значительно колеблется, что наблюдается даже при отсутствии урановой или ториевой минерализации. Доказано, что максимальный диапазон активности радия-226, достигающий четырех порядков, наблюдается в водах осадочных пород, тогда как в пределах урановых месторождений анализ воды показывает, что подобные колебания достигают чуть более двух порядков — за счет повышения минимальных показателей активности [Токарев, Щербаков, 1956].

Формирование концентрации радона в подземных водах происходит при контакте их с вмещающими породами, которые выступают в качестве основного источника частиц радиоактивных элементов и короткоживущих продуктов их распада. Переносимые

подземными водотоками частицы радия, при снижении скорости потока с увеличением проходного сечения водовмещающей структуры, осаждаются на поверхности пустот, образуя при этом эманулирующие коллекторы. Особенностью таких структур является то, что породы, слагающие их, часто не обладают радиоактивными свойствами, а эманация происходит только с поверхности твердой фазы за счет радиогенности изотопов радия и радона, осажденных на ней [Плюснин, Астахов, Перязева, 2009]. Чаще всего в качестве эманулирующих коллекторов выступают крупные разломные сместители. Поступление изотопов радона с атмосферными осадками несущественно.

В случае продолжительного контакта вода-порода, когда предварительно накопившиеся в порах и пустотах изотопы радона уже вынесены, поступление в воду короткоживущих продуктов распада зависит лишь от скорости их образования в «родительском» минерале, вмещающей структуры, условий водообмена, а также площади контакта на границе фаз.

В настоящее время не выявлено однозначной зависимости между концентрацией растворенного радона и глубиной отбора пробы. Существуют работы, где доказывается наличие отрицательной корреляции между параметром Q и глубиной скважины [Choubey, Bartarya, Ramola, 2003; Yalima, Sandikcioglu, Ertugrulb et al., 2012], в которой производится пробоотбор, однако, некоторые авторы отстаивают обратную точку зрения [Bonotto, Caprioglio, 2002]. Также не существует конечного мнения относительно количественных оценок параметра Q в воде. Согласно отечественной классификации, предложенной в 1991 году, по радиоактивности природные воды делятся на четыре группы: 1-ая – 185 – 750 Бк/л – очень слаборадоновые; 2-ая – 750 – 1500 Бк/л – слаборадоновые; 3-я – 1500 – 7500 Бк/л – радоновые средней концентрации; 4-ая – > 7500 Бк/л – высокорадонные [Куликов, Желваков, Бондаренко, 1991]. Позднее зарубежными авторами была разработана классификация, состоящая из шести групп: 1-ая – <1 Бк/л – безрадоновые, 2-ая – 1 – 9.9 Бк/л – беднорадоновые, 3-я – 10 – 99.9 Бк/л –

низкорадонные, 4-ая – 100 – 999.9 Бк/л – радонные, 5-ая – 1 000 – 9 999.9 Бк/л – высокорадонные, 6-ая – $\geq 10\,000$ Бк/л – экстремальнорадонные [Przylibski, 2011].

Однако, встречаются и альтернативные градации.

Благодаря индивидуальным физико-химическим особенностям процесса формирования радоновой концентрации в подземных водах разработано множество различных методов изучения геологической и гидрогеологической сред, с помощью эманиционной съемки.

На начальных этапах инфильтрации короткоживущие изотопы накапливаются быстрее долгоживущих. Как следствие, для пары Rn222/Ra226, при сопоставимых значениях коэффициентов эманации радона и выщелачивания радия, изотопное соотношение может достигать тысяч. С течением времени контакта вода-порода это соотношение снижается за счет накопления долгоживущих изотопов и постепенно приходит в равновесное состояние, при котором количество распавшихся изотопов примерно равно количеству ново поступивших в раствор. На принципе изменения отношения материнских и дочерних изотопов базируются методы определения возраста подземных вод [Готтих, 1980; Каган, 1967; Чалов, 1975].

Режимные наблюдения за концентрациями радона и радия в водах глубинного разлома, наблюдаемых в роднике и скважине, позволили определить время подъема подземных вод к дневной поверхности. В качестве изотопной метки выступил максимум кривой в графике концентрации, сначала проявившийся в воде скважин, а через некоторое время – в роднике [Тузова, Алехина, Чалов, 1977]. В подобных исследованиях производился расчет скорости потока грунтовых вод по соотношению концентрации растворенного радона в зоне насыщения радиоактивными изотопами к концентрации на поверхности с учетом периода полураспада [Kafri, 2001].

Одной из наиболее распространенных целей практического применения площадной радоновой съемки является картирование тектонических разрывных нарушений.

Доказано, что концентрация растворенного радона в водах, приуроченных к разломным зонам выше, относительно водопроявлений, приуроченных к тектоническим блокам [Irina, Charles, Howard et al., 1988]. Также, существует ряд работ, в рамках которых производилось маркирование главного сместителя водопроявлениями с относительно высокими содержаниями радона. Следует отметить, что уменьшение радиоактивности в направлении крыльев происходит неравномерно [Guerra, Etiope, 1999; Steinitz, Vulkan, Lang et al., 1992].

Еще одним способом практического применения гидрогеологической эманационной съемки является поиск водопроявлений с концентрацией радона более 185 Бк/л с целью организации здравниц (для обширного класса вод, формирующихся в самых разных геологических условиях, радон является главным бальнеоактивным компонентом).

* * *

На современном этапе мировых исследований все формы нахождения радона в окружающей среде, а также механизмы его перехода из одного агрегатного состояния в другое достаточно хорошо изучены. Проведено значительное количество работ по сбору и анализу разнородного материала, которое позволило не только сделать выводы о поведении радиоактивного газа в естественных условиях, но и решить множество прикладных задач. Однако наряду с обширностью базы полевого материала существует проблема его неоднородности. Это связано с тем, что исследования проводились разными методами, в различных природных обстановках. Отличались не только места проведения исследований, но и подходы к ним. В некоторых случаях авторы основывались на большом количестве фактического материала, в других, его нехватку заменяли применением методов математического и физического моделирования. Кроме того, благодаря чрезвычайно большому количеству публикаций существует ряд вопросов, вызывающих разногласия. В результате можно сделать вывод, что существуют

территориальные особенности поведения радона, а также индивидуальные подходы и методики, наиболее подходящие для каждого отдельного района работ.

1.3.2. Закономерности флуктуаций объемной активности радона во времени

Колебания радонового поля во времени имеют как периодический, так и одиночный характер. Современные исследователи выделяют до 16 гармоник периодических колебаний разной длины и бесчисленное множество случаев единичных изменений концентрации от стабильного уровня, различной мощности и продолжительности. Комбинация периодических и единичных отклонений концентрации радона от среднего значения, для данного объекта исследования, имеет сложный характер и с трудом поддается расшифровке [Абдувалиев, Войтов, Рудаков, 1988; Басенянец, Кучмин, Рудаков, 1988; Гулабянец, Заболотский, 2001; Зуевич, Довгуша, Шкрабо и др., 2008; Лопатин, 2015; Рудаков, 1985; Рудаков, 2009; Фирстов, Филиппов, Мандрикова, 2003; Prasad, Prasad, Gusain et al., 2009; Zmazek, Vaupotic, Zivcic et al., 2000].

Периодические изменения

Периодическими называются изменения, когда параметр Q колеблется во времени, не меняя амплитуды, и повторяется с одинаковыми промежутками времени. Установлено, что, под действием внутренних и внешних факторов, во временном ходе радонового поля выделяются периодические колебания разной длины, так называемые короткопериодные гармоники (полусуточные, суточные, двухнедельные и месячные). Также существуют колебания, отвечающие среднему периоду времени (сезонные, четырехмесячные, полугодовые, годовые, а также полуторговые). С помощью спектрального анализа, также, были выделены длинные периоды (2, 4, 6, 10, 18 лет).

Согласно литературным источникам [Яковлева, Петракова, 2000], причиной полусуточных, суточных, сезонных, а также годовых колебаний является изменение атмосферной температуры. При охлаждении земной поверхности происходит разрушение

инверсионного температурного слоя, что сопровождается тепловой конвекцией, обусловленной подъемной силой, индуцированной геотермальным градиентом (рис. 1–11).

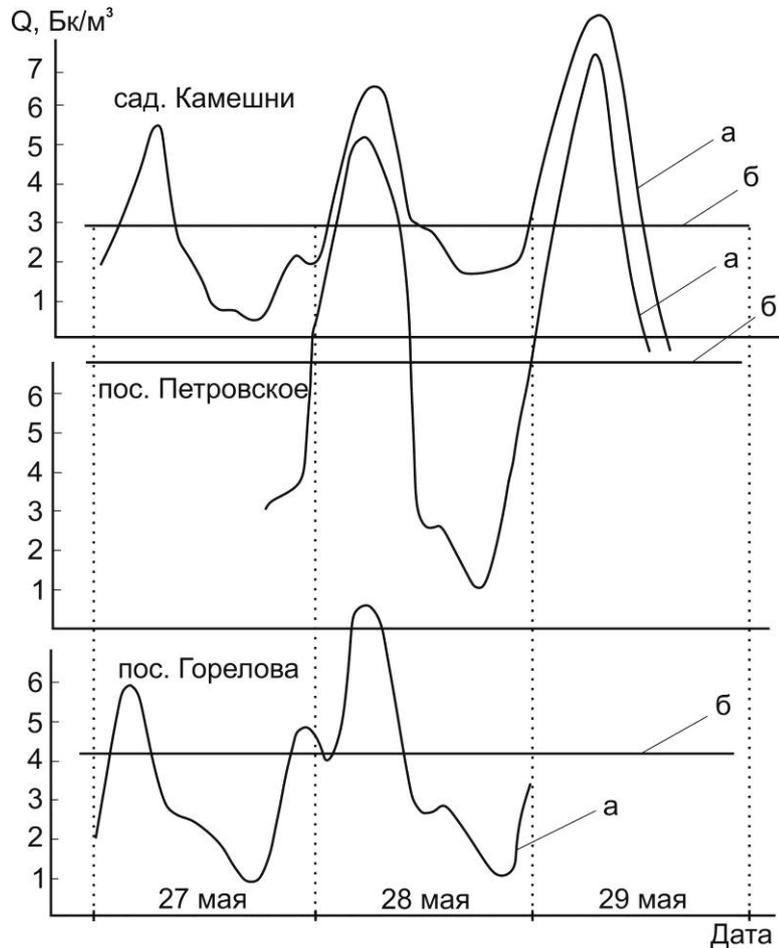


Рис. 1–11. Суточные вариации эквивалентной равновесной объемной активности радона (а) в помещениях трех населенных пунктов Ленинградской области и среднего значения ЭРОА радона за время наблюдений (б) [Титов, Черник, Венков, 1996/97].

Чем больше градиент температуры, тем больше подъемная сила и, как следствие, значительнее колебания Q . Двухнедельные, месячные, а также восемнадцатилетние периоды, согласно результатам работ предыдущих лет, обусловлены влиянием Луны. Приливные явления вызывают деформации геологической среды, вызывающие большое количество разнопериодных колебаний поля эманаций, [Маренный, Цапалов, Микляев и др., 2016]. Гармоники длинного периода (2, 4, 6, 10, 18 лет) удалось выявить с

применением спектрального анализа. Поиск и изучение причин таких колебаний являются целью многих современных исследований. Чаще всего в научных трудах роль фактора, обуславливающего подобные флуктуации, отдают космогенным процессам и явлениям [Semi-Zade, 1978].

Степень влияния на колебания концентрации радона различных процессов изменяется с глубиной, на которой отобрана проба. Так, согласно результатам работы 1940-х годов [Kovach, 1944; Kovach, 1945; Kovach, 1946], где впервые были организованы длительные режимные наблюдения на различных глубинах (от 25 сантиметров до 2 метров), было установлено, что колебания параметра Q , обусловленные внешним воздействием, имеют наибольшую амплитуду у поверхности. Исследователи сходятся во мнении, что влияние метеорологических факторов существенно до глубины опробования 40 метров, ниже которой главное влияние на эманации оказывают эндогенные процессы.

В целом анализ литературы показывает, что наряду с большим количеством практических и теоретических методов изучения мониторинговых данных, закономерности периодических флуктуаций радонового поля во многом не ясны. Причем в работах приводятся различные данные о местоположении границ периодов, а также по-разному дается обоснование их выделения.

Не периодические изменения

Одиночные изменения радонового поля эманаций чаще всего связаны с нециклическими полигенными процессами. Наиболее часто подобные явления связывают с подготовкой и реализацией крупных землетрясений. Реже встречаются упоминания взрывов и вспышек в хромосфере Солнца как факторов, влияющих на неперодические изменения параметра Q [Semi-Zade, 1978].

Существование реакции радонового поля на подготовку и реализацию крупных сейсмических событий, на современном этапе мировых исследований, доказано и не подлежит сомнению. Часто отклики сейсмических событий в эманационном поле

фиксируются на значительном расстоянии (тысячи и даже десятки тысяч километров) от эпицентра самого события.

Радон, как индикатор изменения напряженного состояния земной коры, впервые был упомянут в 1927 году [Shiratoi, 1927]. Первая отечественная статья, где с помощью эманационного мониторинга была предпринята попытка обнаружить предвестники землетрясения (Ташкент) датируется 1967 годом [Ulomov, Mavashev, 1967]. Согласно результатам работы, проведенной в Узбекистане (в рамках которой опробовалась вода из скважин) во время подготовки сейсмического события наблюдались аномальные изменения параметра Q в нескольких точках опробования. После реализации землетрясения концентрация растворенного радона вернулась к фоновым значениям.

В настоящее время (в рамках работ по поиску эманационных предвестников землетрясений) предложено значительное количество моделей, описывающих поведение концентрации радона до, во время и после сейсмического события [Chaudhuri, Bari, Iqbal et al., 2011; Chung, 1984; Dubinchuk, 1993; Ghosh, Deb, Ranjan et al., 2011; Kuo, Fan, Kuochen et al., 2006; Kuo, 2014; Monnin, Seidel, 1992; Sedat, Kadriye, Cemi et al., 2010; Shiratoi, 1927; Toutain, Baubron, 1999; Tsubokawa, 1973; Tsunomori, Kuo, 2010; Tsunomori, Tanaka, 2014; Ulomov, Mavashev, 1967; Wakita, Igarashi, Nakamura et al., 1989; Woith, 2015; Zmazek, Vaupotic, Zivcic et al., 2000; Zoran, Savastru, Savastru, 2012; Yalm, Sandkcoglu, Ertugrul et al., 2012].

Ученые не приходят к единому мнению о времени, когда, при подготовке сейсмического события, начинает проявляться аномалия флуктуации радонового поля. По различным оценкам этот период составляет: несколько дней [Zoran, Savastru, Savastru, 2012]; несколько недель [Sedat, Kadriye, Cemi et al., 2010]; 45 дней [Chung, 1984]; два месяца [Kuo, Fan, Kuochen et al., 2006; Kuo, 2014]; три месяца [Dubinchuk, 1993]. Также, не существует единого мнения о характере и степени самого изменения параметра Q в данной точке мониторинга. Согласно результатам различных мировых исследований, в

преддверии землетрясений фиксируется как снижение [Kuo, Fan, Kuochen et al., 2006; Kuo, 2014; Tsunomori, Kuo, 2010; Yalim, Sandikcioglu, Ertugrul et al., 2012], так и увеличение объемной активности радона [Chung, 1984; Dubinchuk, 1993; Sedat, Kadriye, Cemi et al., 2010; Tsunomori, Tanaka, 2014; Weinlich, Faber, Bouskova et al., 2006].

Широко распространены исследования, в рамках которых предпринимаются попытки математически описать зависимость магнитуды готовящегося события с максимальным расстоянием между эпицентром землетрясения и точкой, где предвестник (радоновая аномалия) может быть зарегистрирован [Dobrovolsky, Zubkov, Miachkin, 1979; Fleischer, 1981; Friedman, 1991; Hauksson, Goddard, 1981; Planicic, Radolic, Vukovic, 2004; Roeloffs, 1998; Wang, Manga, 2010; Zmazek, Zivcic, Todorovski et al., 2005].

Движение радона под влиянием сейсмических волн или изменения напряженного состояния породы изучены недостаточно. Мониторинговые наблюдения, организованные на различных территориях, не позволяют сделать однозначных выводов. Доказанным остается то, что эманационное поле реагирует на любые изменения в геологической среде, однако установить общие закономерности этой реакции пока не представляется возможным.

* * *

Исследования колебаний радонового поля во времени имеют широкую мировую распространенность. Это связано с постоянными попытками расшифровать хаотичный, на первый взгляд, характер колебаний объемной активности радона, отделить периодические изменения от непериодических, а также обнаружить предвестники землетрясений. Анализ литературных источников показал, что наряду с прогрессом в решении многих вопросов, касающихся флуктуаций радонового поля во времени, существует значительное противоречие результатов исследований разных авторов. Главной причиной несовпадения результатов является то, что мониторинговые исследования проводятся на территориях, отличающихся в геологическом и структурном отношении, а также характеризующихся

различными климатическими обстановками. Следует отметить, что подобные исследования часто базируются на кратковременных наблюдениях за состоянием радонового поля (рис. 1–12) [Woith, 2015]. Длительность временных рядов варьируется от 4 дней до 18 лет. Треть (36%) мировых исследований основывается на мониторинговых рядах данных, имеющих длину 1 год или менее, 75% – короче 3 лет и лишь 19% – длиннее 5 лет.

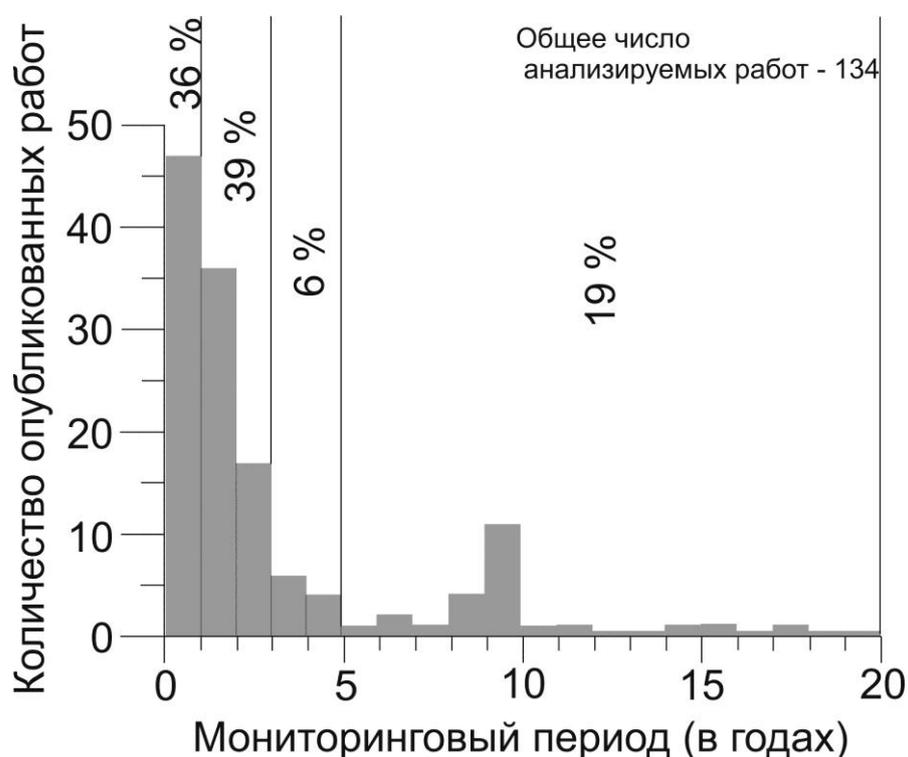


Рис. 1–12. Гистограмма опубликованных научных трудов по длинам рядов мониторинга радона (по [Woith, 2015] с упрощениями).

Кроме того, для большинства изучаемых полигонов мониторинговая сеть включает в себя только одну, реже, несколько точек наблюдения. Также, исследования проводились различными исследователями в разное время, соответственно, материально-методическая база и подходы к проблеме претерпевали изменения. Большая часть мониторинговых данных, обрабатываемых авторами, была получена еще в XX веке методами того времени. Как следствие, ощущается острая нехватка современного фактического материала,

который бы отражал состояние радонового поля для данного региона, полученного с необходимой точностью измерений и однородностью опробования в пространстве и времени.

1.4. Геологические условия и общие сведения об эманационном поле

Байкальского региона

Территория Байкальского региона в настоящее время является одной из наиболее урбанизированных природных площадей в пределах Восточной Сибири. Территориально она располагается на юго-востоке Сибири. Общая площадь – более миллиона квадратных километров. Ядром Байкальского региона в геологическом отношении является Байкальская рифтовая зона. В Байкальский регион входят следующие субъекты РФ: Республика Бурятия, Забайкальский край, Иркутская область. В границы Байкальской природной территории включают «зону атмосферного влияния» - территорию вне водосборного бассейна оз. Байкал на расстоянии до 200 км на запад и северо-запад от него.

1.4.1. Общая характеристика Байкальского региона

Байкальский регион – это обширная урбанизированная территория, разной степени промышленно-рекреационной развитости.

Байкальский регион имеет общую границу с территориями Монголии. По его территории проложены две трансрегиональные железные дороги – БАМ и Транссиб. Также на описываемой территории расположено два международных аэропорта – в Иркутске и Улан-Удэ. Здесь находятся 25 административных районов относящихся к Иркутской области, Бурятии и Забайкальскому краю. Кроме того в регион входит акватория озера Байкал [Волков, 2000].

Геология

Геологическое строение бассейна оз. Байкал определяется его положением в пределах мегаструктур, существенно отличающихся по истории геологического развития.

На территории России ими являются юго-восточная часть Сибирской платформы, Саяно-Байкальский складчатый пояс и западная часть Забайкальской складчатой области. С Монгольской стороны – это Хангай-Хэнтэйская складчатая область. Кайнозойская активизация рассматриваемой территории привела к возникновению Байкальского рифта, а также существенным перемещениям по серии крупных разломных зон на северо-западе Монголии.

В западной (платформенной) части Байкальского бассейна распространены разнотипные комплексы горных пород Сибирского кратона. Они относительно спокойно залегают на периферии территории и интенсивно дислоцированы в районе р. Бугульдейка, где обнажаются породы Прибайкальского краевого прогиба. К юго-востоку от них залегают разновозрастные метаморфические комплексы краевых поднятий Саяно-Байкальского складчатого пояса, выходящие на поверхность в приольхонской части рассматриваемой территории. Контакт двух крупных тектонических единиц изучаемого региона происходит по разрывам краевого шва платформы (Прибайкальский сегмент), который представлен бластомилонитами и интрузивными проявлениями. Краевая часть Сибирской платформы была неоднократно активизирована, причем кайнозойский тектогенез привел к формированию на рассматриваемой территории резко расчлененного рельефа. Геоморфологическими структурами 1-го порядка здесь являются Предбайкальский прогиб и северо-западная часть Байкальского сводового поднятия. Они состоят из ряда более мелких морфоструктур, вытянутых в пределах Западного Прибайкалья в северо-восточном направлении.

Байкальская рифтовая зона протягивается на 2500 км и в первом приближении пространственно тяготеет к юго-восточной границе Сибирской платформы. В результате растяжения земной коры вдоль глубинных разломов северо-восточного, субмеридионального и субширотного простираний сформировались рифтовые впадины-грабены, самой крупной из которых является Байкальская. Впадины Байкальской

рифтовой зоны отделены друг от друга межвпадинными перемычками, которые выражены поднятиями в рельефе. Например, перемычка, представленная о. Ольхон, подводным Академическим хребтом, поднятием Ушканьих островов и п-вом Святой Нос, возвышается над уровнем озера на 1276 м (гора Жима на о. Ольхон). Почти все впадины представляют собой асимметричные или односторонние грабены, в которых разломы нередко пронизывают всю осадочную толщу.

Верхняя часть геологического разреза чехла впадин представлена неоген-четвертичными осадками. Их мощность достигает первых километров (Усть-Селенгинская впадина). Неогеновые отложения обычно залегают на протерозойском фундаменте и представлены рыхлыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, супесями, глинами и алевролитами в депрессиях Байкальской рифтовой зоны. В их краевых частях в разрезе неогена встречаются глинистые и углистые сланцы. Четвертичные отложения во впадинах Байкальской рифтовой зоны представлены комплексами перемежающихся аллювиальных, пролювиальных и делювиальных образований, а также водно-ледниковыми, озерными и озерно-болотными фациями. Особое место среди этих отложений занимают мощные (до 200 м) толщи плейстоценовых песков, формирование которых связано с перевеванием ледниковых и водно-ледниковых отложений.

Горные поднятия, обрамляющие рифтовые впадины, сложены разновозрастными интрузивами, вулканитами и древними, преимущественно протерозойскими метаморфическими породами. Среди них широко представлены кристаллические сланцы и гнейсы, кварциты, мраморы, известняки, доломиты и песчаники.

Развитие Байкальской рифтовой зоны сопровождалось активным вулканизмом в пределах его дистальных окончаний. На северо-восточном фланге зоны это плато Удокан, а на юго-западном – базальтоиды Тункинской впадины (Бурятия) и Прихубсугулья (Монголия). Неоген-четвертичные базальты образуют большое количество лавовых

покровов общей мощностью от первых метров до 150 м. Излияния базальтовых лав в Байкальской рифтовой зоне происходили одновременно с вулканическими процессами в смежных регионах Забайкалья и Монголии.

Восточная часть бассейна оз. Байкал находится в пределах Саяно-Байкальской горной страны и Селенгинского среднегорья. В геологическом строении принимают участие образования архея, протерозоя, палеозоя (кембрия, ордовика, девона), мезозоя (триаса, юры, мела) и кайнозоя (неогена, четвертичных отложений). Древние стратифицированные отложения в значительной степени эродированы и сохранились лишь на небольших разобщенных участках. Значительные площади, около 50 % исследуемой территории занимают изверженные породы, среди которых преобладают гранитоиды. Осадочные образования имеют локальное распространение и заполняют небольшие впадины. Магматическая деятельность в кайнозое проявилась излияниями оливин-базальтовой магмы на юге Западного Забайкалья (Джидинский и Боргойский хребты, долины рек Уда, Чикой и Хилок).

Для Забайкалья характерна определенная связь между геологическими структурами и рельефом. Все основные горные хребты совпадают с зонами поднятий земной коры, а межгорные впадины – с опусканием блоков по активным разломам. Положительные структуры (горные сооружения) сложены магматогенными и доверхнемезозойскими метаморфизованными образованиями, в то время как отрицательные формы (межгорные впадины) выполнены в разной степени дислоцированными вулканогенно-осадочными образованиями верхнемезозойского и кайнозойского возраста.

Южная (монгольская) оконечность оз. Байкал находится в области герцинской складчатости, где выделяются горные массивы Восточного Хангая и Хэнтэя. Широкая дугообразно изогнутая зона проявления мощных терригенных, в основном палеозойских

толщ протягивается от Хангайского нагорья на западе, через Хэнтэйский горный массив и Селенгинское нагорье в бассейн р. Онон.

Ширина рассматриваемой зоны около 200 км. Ее северными границами являются Тамигольский и Баянгольский глубинные разломы, входящие в Монголо-Охотский тектонический шов. Вдоль краевых разломов располагается цепочка каменноугольных депрессий, составляющих Орхонский прогиб. Южная граница Хангай-Хэнтэйской складчатой области трассируется узкими зонами офиолитов. Она разбита серией поперечных поднятий на блоки, внутренние части которых представлены изометричными синклиниями, ограниченными разломами и обрамленными краевыми поднятиями. Для складчато-блоковой структуры Хангай-Хэнтэйской области характерно резкое изменение простираний складчатых дислокаций от северо-западного до северо-восточного. Поперечные разломы на западном краю зоны протягиваются в северо-восточном направлении, а на восточном краю имеют северо-западное простирание.

Краевые и поперечные поднятия Хангай-Хэнтэйской области сложены сланцевыми толщами позднепротерозойско-раннепалеозойского возраста. На каледонском складчатом основании краевых поднятий с перерывами и несогласиями залегает девонско-каменноугольный вулканогенно-осадочный комплекс, который заполняет наложенные структуры, в том числе депрессии Орхонского прогиба.

Внутренние прогибы – синклинии – Хангай-Хэнтэйской складчатой области выполнены средне-позднепалеозойским (герцинским) комплексом горных пород. Он представлен граувакковой серией девонско-каменноугольного возраста, содержащей прослойки яшм и вулканиты среднего и кислого состава.

Пермские и раннетриасовые образования представлены вулканогенными и молассовыми породами. На палеозойских структурах несогласно залегает раннемезозойский структурный комплекс (юрские вулканогенные и молассовые формации).

По Т. Н. Спижарскому [Спижарский, 1958], территория входит в Байкальскую складчатую систему, ограниченную с северо-запада Прибайкальским передовым прогибом (у переходной к платформе зоны), а с юго-востока Монголо-Охотской складчатой системой.

Складчатость и структуры. Для древних толщ характерно северо-восточное, байкальское, по И. Д. Черскому, направление складок и крупные их размеры. Складки асимметричны, местами изоклиналины: осевые их плоскости падают на юго-восток.

В таланчанской толще шарниры складок простираются на северо-восток, а их крылья иногда осложняются складками второго и третьего порядков, кое-где разрывными.

Озерская свита собрана в складки, местами осложненные и разорванные. Их анигклиналинные области уничтожены интрузиями, а сохранившееся крестовидное поле свиты представляет собой участок погружения и поднятия шарниров складок.

Тажеранской свитой образовано крутопадающее северо-западное крыло ангинско-баргузинской антиклинали, впервые установленной И. Д. Черским. Ее крыло обрезано косым к простираению горизонтов нарушением, проходящим вдоль подножия Приморского хребта.

Приморскими гранитами на территории уничтожены нижнепротерозойские складчатые поля. В небольших ксенолитах по реке Бугульдейке нижнепротерозойские отложения простираются на северо-восток. В мелких ксенолитах краевых частей батолита местами замечаются иные условия залегания.

Хотская свита оконтуривает с запада раннепротерозойский гранитный массив, являющийся ядром более поздней антиклинорной структуры, погружающейся к Бугульдейке. Породы свиты местами простираются меридионально и кое-где падают на восток и юго-восток.

Отложения байкальской серии бордюром охватывают доверхнепротерозойскую хотскую свиту и приморские граниты. Гранитами образовано ядро байкальского

антиклинория, шарнир которого проходит вдоль юго-восточного склона Приморского хребта и погружается на юго-запад. Туда же наклонены и шарниры местами разорванных ассиметричных складок улунтуйской и голоустинской свит.

Байкальская толща погружается моноклинально на север – северо-запад. Отложения залегают в почти широтной Усть-Селенгинской мульде, замыкающейся у с. Кабанска и расширяющейся к с. Посольск. Северное крыло мульды положе южного.

Разломы. Формирование складок в докембрийских, палеозойских и мезозойских толщах сопровождалось разрывами, проявившимися в кайнозое. Ориентировка многих разрывов близка северо-восточному простиранию складок мезозойских толщ.

Расколы и смещение удлиненных блоков в кайнозое содействовали оформлению прогибавшихся депрессий в котловины. Приподнимавшиеся блоки преобразовались в возвышенности и хребты, опускающиеся стали вместилищем вод Байкала. Некоторые котловины в неогене и нижнечетвертичном времени заполнились осадками, закрывавшими ранние тектонические швы. Сбросами конца неогенового и нижнечетвертичного времени рассекался существовавший рельеф; его реликты есть в Приморском и Морском хребтах. Хребты и Приольхонская возвышенность относительно Центральной котловины являются ступенчато-расположенными блоками.

Разнонаправленные движения фундамента под неогеновыми отложениями содействовали появлению в них пологих вытянутых брахиантиклиналей и синклиналей. Первые отмечаются в районах пос. Загзы, Энхалука и Танхоя, вторые – в дельте р. Селенги и заливе Провал. Небольшие по амплитуде антиклинали установлены сейсморазведкой на правом берегу Селенги между селами Кудара и Корсаково. Здесь они нарушены сбросами.

На юго-восточном берегу Байкала продолжается опускание низовьев Селенги и поднятие хребтов Хамар-Дабан и Морского. Темпы и размеры вертикального и горизонтального их смещения неизвестны. Опускание района Калтусного прогиба не

исключает вероятности появления залива, подобного Провалу и изменения течения Селенги.

Гидрогеология

Согласно схеме гидрогеологического районирования изучаемая территория располагается в пределах двух гидрогеологических областей [Ломоносов, Кустов, Пиннекер, 1977]. Первой областью, занимающей всю площадь республики Бурятия, является Восточно-Сибирская гидрогеологическая складчатая область. Вторая – Восточно-Сибирская гидрогеологическая платформенная область. В эти области входят: Прибайкальский и Забайкальский гидрогеологические районы.

Большая часть исследований проведена в пределах следующих площадных гидрогеологических структур:

- Усть-Селенгинский гидрогеологический бассейн;
- Массив трещинно-грунтовых вод хребта Хамар-Дабана;
- Иволгино-Удинский гидрогеологический бассейн.

Обводненные разломы Байкальского региона. Как и в других районах горного обрамления Сибирской платформы, в пределах Байкальской области отчетливо выделяются дизъюнктивные приповерхностные структуры, в которых формирование подземных вод проходит под влиянием гипергенных процессов, и глубокие разломы, для которых характерны термальные и субтермальные трещинно-жильные воды [Власов, Ткачук, Толстихин, 1962].

Приповерхностные разломы. Месторождения трещинно-жильных вод установлены в молодых дизъюнктивных структурах, рассекающих разнообразные по возрасту и составу породы вкрест простирания основных геологических структур. Таковы обводненные разломы в архейских и протерозойских гнейсах и сланцах, мраморах и кварцитах, в разновозрастных интрузивах и вулканитах. Дебиты родников трещинно-жильных вод, отличающихся относительным постоянством режима, изменяются от 1.0 –

1.5 до 4 – 6 л/с и более. Высокодебитные родники (до 20 – 40 л/с) приурочены к субширотным разломам о. Ольхон. Трещинно-жильные воды с дебитами родников от 2 – 5 до 10 – 25 л/с известны в субширотных разломах Приморского, Байкальского, Баргузинского и других хребтов. Высокодебитные родники холодных вод ($0.5 - 2.0^{\circ}\text{C}$), приуроченные к разломам в гранитах, встречены в бассейне реки Верхняя Ангара у поселка Янчуй с дебитом 150 л/с, у села Кумора – 300 л/с. Напорные, холодные (1.5°C) трещинно-жильные воды встречены в разломах при проходке Северо-Муйского тоннеля Байкало-Амурской магистрали, дебит скважин при самоизливе достигал 15 л/с. Притоки трещинно-жильных вод в Байкальский тоннель и дренажную штольню, по замерам 1980 года, достигали $290\text{ м}^3/\text{час}$. Особое место среди месторождений рассматриваемого типа занимают структуры Аршан-Тункинского месторождения холодных углекислых вод.

Месторождения трещинно-карстовых вод в регионе приурочены к разрывным дислокациям в карбонатных породах архея, протерозоя и нижнего палеозоя, а также к тектоническим контактам этих пород с разновозрастными интрузивами и вулканитами. Дебиты родников нередко достигают 10 – 25, а иногда и 80 – 100 л/с. Такие родники известны в Западном Прибайкалье у села Талая (75 л/с), в районе Слюдянского месторождения флогопита (до 100 л/с).

Весьма значительной водопроницаемостью характеризуются тектонические разломы в протерозойских известняках в устье реки Гонкули и в протоке Куркокан (бассейн реки Верхняя Ангара). Дебит обнаруженных здесь трещинно-карстовых вод достигает иногда 2500 – 3000 л/с.

Глубокие разломы с месторождениями азотных термальных и субтермальных вод – одно из важнейших проявлений неотектонических процессов в Байкальской горной области [Власов, Ткачук, Толстихин, 1962]. Термальные родники известны на юго-западе рифтовой системы – в Тункинских структурах (Нилова Пустынь – $15 - 41.7^{\circ}\text{C}$), по обоим берегам Байкала, в бассейнах рек Баргузина и Верхней Ангары, в районе Северо-

Муйского тоннеля. Температура воды месторождений азотных терм Байкальской рифтовой системы, колеблется от 20 – 37° до 60 – 80°. Выходы термальных вод отличаются значительными дебитами родников: в структурах, оперяющих Верхне-Ангарский разлом, например, до 120 л/с. Минерализация термальных вод не превышает 0.5 – 1.0 г/дм³ при сульфатном и сульфатно-гидрокарбонатном составе и всегда доминирующем положении натрия.

Геодинамическая обстановка

Рассмотрение и обобщение процессов новейшей геодинамики, а также главных закономерностей эволюции Байкальской рифтовой зоны было проведено и описано в ряде научных публикаций [Борняков, Шерман, 2000; Зорин, Турутанов, 2005; Крылов, Мандельбаум, Мишенькин и др., 1981; Кулаков, 1999; Леви, Аржанникова, Буддо, 1997; Логачев, 2003; Логачев, Борняков, Шерман, 2000; Мац, Уфимцев, Мандельбаум и др., 2001; Рассказов, 1993; Ружич, 1997; Саньков, Днепровский, Коваленко и др., 1991; Семинский, Радзиминович, 2007; Шерман, Днепровский, 1989].

Согласно приведенным работам Байкальская рифтовая зона является одной из наиболее подвижных зон Центральной Азии, где на современном этапе тектогенеза, происходит взаимодействие крупных блоков литосферы. Она приурочена к окраине Сибирской платформы. На рассматриваемых территориях, начиная с протерозоя, неоднократно отмечалось накапливание напряжения с его последующей разрядкой путем разломообразования. В кайнозойский период формирования Байкальской рифтовой зоны следствием этого процесса стало образование котловин и промежуточных межвпадинных перемычек, сформировавших современное, трехсегментное строение Байкальской рифтовой зоны. В группу котловин субширотного простирания СВ фланга относят: Чарскую, Муйскую, Верхнеангарскую, Кичерскую. Центральная часть рифтовой зоны включает трехчленную впадину оз. Байкал и суходольную Баргузинскую котловину. К впадинам ЮЗ фланга относятся: Тункинская, Хубсугульская, Дархатская, Бусийгольская.

Приосевая часть рифтовой зоны выделяется крупными впадинами, для которых характерны наиболее интенсивные перемещения по разломам. К наиболее сейсмически активной зоне приурочена полоса шириной около 150 километров с высокой плотностью очагов землетрясений. Важной особенностью является то, что область влияния тектонических разрывов характеризуется примерно вдвое большей шириной и отличается различной степенью сейсмичности. Она отделена от смежных территорий участками с практически нулевой сейсмичностью (рис. 1–13, Б).

Широкая распространенность процесса деструкции в пределах сейсмического пояса проявляется в присутствии повышенных плотностей эпицентров сейсмических событий на юге Иркутского амфитеатра и в Западном Забайкалье [Семинский, Радзиминович, 2007]. В качестве дополнительного доказательства объективности выделения рассматриваемых территорий как зоны контактирования двух крупных литосферных блоков в кайнозойе авторами приводится полоса, включающая область новейшего горообразования, генетически связанные с рифтогенезом предрифтовые прогибы, а также все крупные базальтовые поля и четвертичные впадины региона. Наиболее активные разрывы, контролирующие сейсмичность (рис. 1–13, В), выделены в соответствии с их отражением на трехмерной модели рельефа (рис. 1–13, А) [Семинский, 2009]. Формирование Байкальской рифтовой зоны в геологической истории происходило при двух динамических обстановках: при левостороннем сдвиге и растяжении в направлении СЗ – ЮВ, что доказывается путем сопоставления главных разрывных систем с различными обобщенными парагенезисами разломов 2-го порядка [Семинский, 2003] (рис. 1–13, Г).

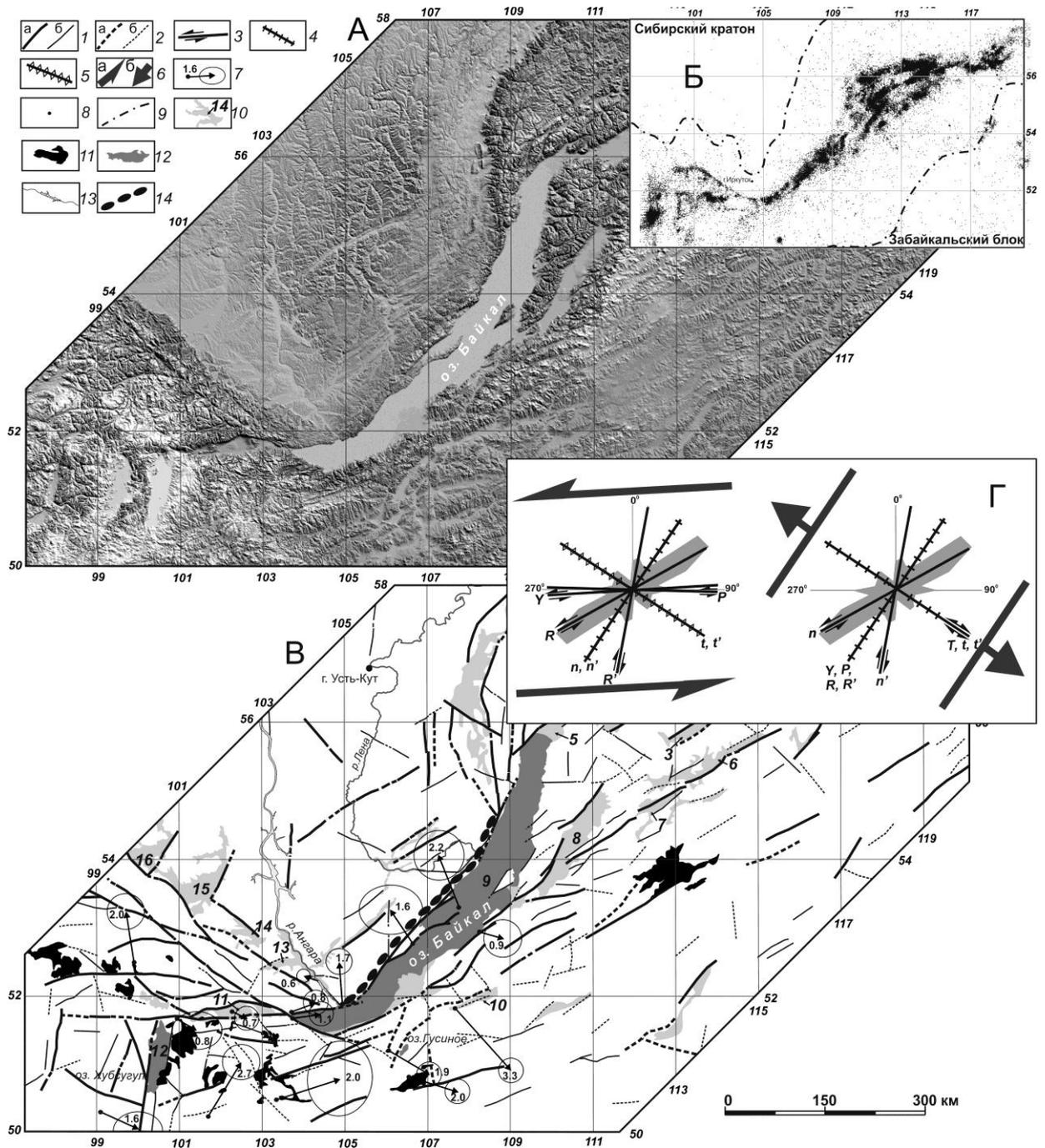


Рис. 1–13. Новейшая структура Байкальской рифтовой зоны и смежных территорий (по [Семинский, 2009] с упрощениями).

А – цифровая модель рельефа, построенная для изучаемой территории на основе снимков SRTM с разрешением до 90 м; Б – распределение эпицентров землетрясений за период 1960 – 2005 гг., которые по данным БФ Геофизической службы СО РАН произошли на рассматриваемой территории в ночное время и поэтому в целом свидетельствуют о разрядке естественных напряжений; В – главные структурные элементы Байкальской рифтовой зоны и прилегающей территории; Г – парагенезисы разломов, развивающихся в обстановках сдвига и растяжения на сменяющихся во времени стадиях формирования Байкальской рифтовой зоны (индексы разрывных систем – Y, R, R', P, T, n, n', t и t' – даны по [Семинский, 2003]);

1,2 – генеральные ($L > 80$ км) (а) и региональные ($34 < L < 80$ км) (б) разломы, отчетливо (1) и менее отчетливо (2) проявленные в рельефе (пределы длины L даны по [Шерман, 1983]); 3 – сдвиги; 4 – сбросы; 5 – взбросы; 6 – направления относительных перемещений блоков, создающих сдвиговую (а) и раздвиговую (б) обстановки разломообразования в Байкальской рифтовой зоне; 7 – направления и скорости (мм/год) современных горизонтальных смещений пунктов относительно Евразии, показанные с эллипсами 95%-го доверительного интервала по [Calais, Vergnolle, San'kov, 2003]; 8 – эпицентры землетрясений; 9 – границы полосы рассеянной сейсмичности, проявленной в Забайкалье и на юге Сибирской платформы; 10 – главные кайнозойские впадины (1 – Чарская, 2 – Нижне-Муйская, 3 – Верхне-Муйская, 4 – Верхнеангарская, 5 – Кичерская, 6 – Баунтовская, 7 – Ципиканская, 8 – Баргузинская, 9 – Байкальская, 10 – Удинская, 11 – Тункинская, 12 – Хубсугульская, 13 – Китойская, 14 – Голуметская, 15 – Окинская, 16 – Ийская); 11 – крупные базальтовые поля; 12 – озера; 13 – гидросеть; 14 – прибайкальский сегмент краевого шва Сибирской платформы.

Результаты наиболее современных исследований позволяют сделать общий вывод о повышенной сейсмичности в пределах изучаемых территорий. Отдельно следует отметить смену обстановки сдвига растяжением в процессе формирования Байкальской рифтовой зоны. Однако, для флангов, согласно сейсмологическим исследованиям [Рундквист, Соболев, Ряховский, 1999; Солоненко, Солоненко, Мельникова и др., 1993; Doser, 1991; Petit, Deverchere, Houdry-Lemont et al., 1996], сдвиговая обстановка и сейчас остается значимой. Последний вывод в целом подтверждается представленными на рис. 1–13, В данными GPS-геодезии [Calais, Vergnolle, San'kov, 2003], а также результатами численного моделирования [Lesne, Calais, Deverchere, 1998; Polyansky, 2002].

1.4.2. Изученность радоновой активности в пределах Байкальской рифтовой зоны

Изучение закономерностей распределения концентраций радона в пределах Байкальской рифтовой зоны ведется для решения различных фундаментальных и прикладных задач. В прошлом такие исследования чаще всего носили вспомогательный характер и выполнялись в комплексе с другими, более распространенными, методами изучения геологической среды.

Сведения о содержании радона в различных средах Байкальского региона встречаются в литературных источниках с середины прошлого столетия. Впервые методы emanационной съемки на данных территориях были применены в рамках поисковых работ, так как аномальные концентрации радона свидетельствуют о близком нахождении урановой руды [Попов, 2004]. Также известны работы 1961 года, где было проведено комплексное гидрогеологическое рекогносцировочное обследование источников подземных вод с целью оценки гидроминеральных ресурсов Восточной Сибири [Минеральные воды южной..., 1961]. В каталог опробованных водопроявлений вошла информация о 450 источниках подземных вод, 128 из которых характеризовались повышенным значением Q относительно атмосферного фона. Представленные работы отличались масштабностью и комплексностью, однако, проводились с целью получения общей информации о территории Байкальского региона, как следствие, анализ закономерностей распределения концентрации конкретно радона проведен не был.

Факторы формирования emanационного поля Байкальского рифта

Анализ литературных данных показал, что в качестве главных факторов формирования радонового поля на территории Байкальского рифта выделяют вещественный состав пород (влияние широко распространенных гранитоидов с повышенным содержанием урана), а также наличие и геодинамическую активность разрывных нарушений земной коры. Также, к главным факторам формирования emanационного поля подземных вод относят наличие эманулирующих коллекторов.

Поле emanаций радона (во времени и пространстве)

Направленные исследования, связанные с изучением флуктуаций emanационного поля, начали появляться только в двухтысячных годах. Основными результатами первых из таких работ [Мясников, Самович, Кокарев и др., 2009] являются выводы о том, что концентрация радона в Прибайкалье в целом ниже, чем в Забайкалье. Также исследователи делают вывод о том, что объемная активность радона зависит от наличия, а

также морфогенетического типа разлома. Работы, проведенные в пределах Байкальского рифта, позволили выделить изучаемые разломные зоны эманационным методом. Сложная форма полученных в ходе исследования аномалий объясняется неравномерной активностью частных разрывов [Бобров, 2010; Коваль, Удодов, Саньков и др., 2006]. Кроме того существуют работы, проведенные для всей территории России, посвященные изучению закономерности формирования радонового поля в геологической среде, частью которых являются исследования на Иркутской экспериментальной площадке, находящейся в пределах Байкальского региона [Маренный, Цапалов, Микляев и др., 2016]. Данные исследования позволяют сделать вывод о том, что концентрация радона в почвенном воздухе расположенных рядом экспериментальных участков имеет разный характер изменчивости во времени, что, по-видимому, связано с нахождением одного из выбранных участков в пределах геодинамически более активной зоны. Современные работы, посвященные изучению закономерностей распределения концентраций радона, растворенного в подземных водах Байкальского региона, базируются на мониторинге объемной активности радона в воде скважины, расположенной в пределах Южного Приангарья [Лопатин, 2015]. Автор предпринимает попытку выделить предвестники сейсмических событий по эманациям радиоактивного газа. Подобные работы, чаще всего, характеризуются единичностью, что не позволяет проследить эволюцию развития исследований.

* * *

Таким образом, всесторонний анализ опубликованных материалов по изучаемой теме показал, что исследования радиоактивности окружающей среды в целом, и подземных вод в частности, в последнее время приобретают большую распространенность. Это обусловлено нарастающей актуальностью подобных работ для многих аспектов жизнедеятельности, начиная с бальнеологии и заканчивая геологией. На современном этапе в данной тематике наблюдается значительный общий прогресс

исследований. Существует несколько основных концепций, описывающих закономерности флуктуаций радонового поля. Наиболее широко представлены работы, посвященные изучению радиоактивности геологической среды, включая подземные воды. Несмотря на то, что данное направление исследований является одним из наиболее широко распространенных в мире, выявление общих закономерностей затруднено. Чаще всего это связано с отличиями структурно-вещественных и климатически-географических обстановок территорий, в которых проводятся подобные исследования. Отдельно следует отметить отсутствие единого унифицированного подхода к исследованиям и неоднородность фактического материала, на основе которого проводится анализ. Из чего можно сделать вывод, что для каждого региона актуально создание единой базы данных площадных опробований, характеризующейся однородностью фактического материала и единством методов его получения, а также проведения целенаправленных исследований по изучению колебаний радиационного поля с целью выявления общих закономерностей и территориальных особенностей.

Особо актуально изучение радиоактивности подземных вод в пределах Байкальского региона. Эта территория частично урбанизирована и характеризуется активным природопользованием, а также отличается исключительной геологической обстановкой. Изучение распределения концентраций растворенного радона в пространстве и их изменений во времени на данной территории способствует значительному приросту полезных знаний, а также перспективно для выявления потенциальных эманационных предвестников сильных сейсмических событий, связанных с изменениями эманационного поля.

Глава 2. МЕТОДИЧЕСКАЯ ОСНОВА ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

2.1. Инструментально-приборная база

Исследование проводилось с помощью портативных радиометров радона РРА-01М-03 и Камера-01. Совместно с радиометром Камера-01 использовался компрессор и устройство для барботажа, необходимые для выделения радона из пробы воды. Определение гидрогеологических параметров, таких как температура воды, *pH*, *ЕС* и *TDS* производилось с помощью экспресс *pH*-метра Hanna HI 98129 Combo. Ниже представлены описания приборов, их технические характеристики, а также методики измерения проб воды.

2.1.1. Радиометр радона РРА-01М-03

Радиометр радона РРА-01М-03 предназначен для экспрессных измерений объемной активности радона (^{222}Rn) в воздухе помещений, а также на открытом воздухе в пределах эксплуатационных параметров радиометра. Благодаря встроенному аккумулятору он является автономным и может применяться в полевых условиях для решения геологических, гидрогеологических, а также санитарно-гигиенических задач. Кроме замеров объемной активности радона РРА-01М-03 может измерять эманации торона и климатические параметры окружающей среды, такие как атмосферное давление, температура и влажность воздуха. Кроме того, он оснащен блоком памяти (ПЗУ), что вкуче со встроенным аккумулятором позволяет проводить мониторинговые наблюдения в автоматическом режиме.

Технические характеристики радиометра РРА-01М-03 приводятся в соответствии с руководством по эксплуатации радиометра [Радиометр радона портативный РРА-01М-03, 2001] (табл. 2–1). В качестве детектора в радиометре используется поверхностно-барьерный полупроводниковый детектор (ППД) типа ДКПС-100 или ДКПС-200.

Технические характеристики радиометра РРА-01М-03

Характеристика	Значение
Диапазон измеряемой ОАР, Бк/м ³	от 20 до 20000
Диапазон измеряемых количеств распадов ТhА, ед.	от 1 до 1000
Основная относительная погрешность измерений, %: - в диапазоне 20 – 100 Бк/м ³ - в диапазоне 100 –20000 Бк/м ³	±30 ±20
Чувствительность радиометра (не менее), с ⁻¹ · Бк ⁻¹ · м ³	1.4 · 10 ⁻⁴
Уровень собственного фона (не более), с ⁻¹	7 · 10 ⁻³
Диапазон измерения температуры, °С	от 5 до 50
Диапазон измерения давления, мм. Рт. Ст.	от 700 до 820
Диапазон измерения относительной влажности, %	от 30 до 90
Питание	220В/50Гц; собственный аккумулятор
Продолжительность непрерывной работы от собственного аккумулятора, ч	10
Потребляемая мощность (не более), Вт: - от сети переменного тока - от автономного источника питания	8.0; 1.0.
Рабочие условия эксплуатации: - температура воздуха, °С - относительная влажность при температуре воздуха +25 °С, % - атмосферное давление, мм. Рт. Ст.	от +5 до +35; до 80; от 700 до 820.
Масса радиометра с аккумуляторами (не более), кг	4.0
Габаритные размеры, мм	290x155x200
Объемный расход микровоздуховки, л/мин	0.8

Экспрессные измерения объемной активности радона в воде осуществлялись в соответствии с руководством по эксплуатации радиометра [Радиометр радона портативный РРА-01М-03, 2001].

2.1.2. Измерительный комплекс для мониторинга «Камера-01»

Измерительный комплекс для мониторинга Камера-01 (рис. 2–1) предназначен для измерений средней объемной активности радона в воздухе, как открытом, так и в закрытых помещениях за 1 – 6 суток, с поверхности земли и строительных конструкций за 1 – 10 часов, а также в пробах воды. Радиометр не оснащен встроенным аккумулятором,

что лишает возможности проводить экспресс измерения в полевых условиях, однако, оснащение полевого отряда портативным генератором позволяет решить эту проблему. Данный прибор обладает некоторыми преимуществами, по сравнению с другими, имеющими возможность экспресс измерений.

К таким плюсам относится то, что в данном комплексе измерение объемной активности радона происходит по четырем каналам одновременно, что позволяет провести большее количество измерений за ограниченное время, по сравнению с подобными радиометрами. Это преимущество делает комплекс Камера-01 наиболее удобным для применения при проведении площадного опробования территории, обеспечивая высокую производительность.



Рис. 2–1. Общий вид радиометра «Камера-1».

Технические характеристики измерительного комплекса Камера-01 приводятся в соответствии с руководством по эксплуатации [Комплекс измерительный для..., 2003] (табл. 2–2.). Измерения объемной активности радона и плотности потока радона производятся комплексом сорбционным способом с использованием активированного угля для отбора проб, а также блоков детектирования гамма- и бета-излучения,

подключенных к компьютеру через коммутатор (до 4-х измерительных каналов), для измерения активности радона, сорбированного в угле.

Таблица 2–2.

Технические характеристики радиометра Камера-01

Характеристика	Значение
Диапазон измеряемой объемной активности радона, Бк/м ³	от 3 до 200000
Основная относительная погрешность измерений, % во всем диапазоне измерений	±25
Чувствительность измерительных каналов комплекса к излучению, Бк ⁻¹ ·с ⁻¹	0.27±0.03
Уровень собственного фона (без угля) не превышает, с ⁻¹	1.5
Температура воздуха при проведении измерений активности проб на измерительных каналах комплекса, °С	от 10 до 35
Диапазон атмосферного давления, кПа	от 84 до 107
Допустимая относительная влажность воздуха, %	до 95
Питание	220В
Потребляемая мощность (не более), Вт: - от сети переменного тока	300
Масса измерительного комплекса (не более), кг	7.0
Габаритные размеры, мм	450x360x100
Сорбент, используемый в радиометре	Активированный уголь марки СКТ-3
Аппаратурное время одного измерения активности пробы (не более), С	3600
Нестабильность показаний комплекса за 24 ч непрерывной работы (не более), %	±5

Замеры радиоактивности природных вод осуществлялась в соответствии с руководством по эксплуатации измерительного комплекса [Комплекс измерительный для..., 2003].

2.1.3. Экспресс *pH*-метр Hanna HI 98129 Combo

Экспресс анализатор Hanna HI 98129 Combo (рис. 2–2) предназначен для оперативного измерения таких гидрохимических параметров воды как температура [°С], *pH* [*pH*], *EC* (проводимость) [μS/см] и *TDS* (кондуктометр) [Ppm].

Данный *pH*-метр применяется как средство контроля качества воды в процессах водообработки, экологических исследованиях, а также при эксплуатации здравниц, бассейнов и общественных бань.



Рис. 2–2. Общий вид экспресс *pH*-метра «Hanna HI 98129 Combo».

К плюсам данного измерительного прибора можно отнести водонепроницаемость, портативность, а также наличие сменных батарей питания, что в совокупности с высокой скоростью измерений позволяет использовать его при проведении полевых гидрогеологических обследовании. Технические характеристики данного измерительного прибора представлены в таблице (табл. 2–3.).

Замер различных гидрохимических параметров осуществляется путем контакта исследуемого раствора с чувствительными сенсорами, находящимися в нижней части прибора. Обработка информации с последующим выводом ее на LCD-дисплей осуществляется в блоке управления. Корректная работа прибора обеспечивается протоколом самопроверки, который запускается автоматически при включении.

Технические характеристики экспресс *pH*-метра Hanna HI 98129 Combo

Характеристика	Значение
Диапазоны измерений: – <i>pH</i> , <i>pH</i> ; – <i>EC</i> , $\mu\text{S}/\text{cm}$; – <i>TDS</i> , Ppm ; – температура, $^{\circ}\text{C}$.	от 0.00 до 14.00; от 0 до 3999; от 0 до 2000; от 0.0 до 60.0.
Разрешение: – <i>pH</i> , <i>pH</i> ; – <i>EC</i> , $\mu\text{S}/\text{cm}$; – <i>TDS</i> , ppm ; – температура, $^{\circ}\text{C}$.	0.01; 1; 1; 0.1.
Погрешность: – <i>pH</i> , <i>pH</i> ; – <i>EC</i> , %; – <i>TDS</i> , %; – температура, $^{\circ}\text{C}$.	± 0.05 ; ± 2 ; ± 2 ; ± 0.5 .
Термокомпенсация: – <i>pH</i> ; – <i>EC</i> ; – <i>TDS</i> .	автоматическая; автоматическая коэффициентом пересчета 0.0: 2.4% / $^{\circ}\text{C}$; автоматическая коэффициентом пересчета 0.0: 2.4% / $^{\circ}\text{C}$.
Калибровка: – <i>pH</i> ; – <i>EC</i> ; – <i>TDS</i> .	автоматическая, по 1 или 2 точкам; автоматическая, по 1 точке; автоматическая, по 1 точке.
Условия эксплуатации: – температура, $^{\circ}\text{C}$; – влажность, %.	0: 50; до 100.
Батарея	4шт. * 1.5 В
Время непрерывной работы от батареи, ч	до 100
Габаритные размеры, мм	163×40×26
Вес, г	100

2.2. Методы исследований

Работы, проведенные в рамках представленных исследований, целесообразно разделить на две основные группы. К первой относится сбор фактического материала в полевых условиях при помощи материально-приборной базы. Вторую группу составляют исследования, выполняемые в камеральных условиях, такие как математический анализ имеющихся данных с применением различных методов статистики, а также систематизация дополнительной информации из литературных источников или баз данных, представленных другими организациями.

2.2.1. Полевые методы

К методам получения оригинального фактического материала относятся площадная радиометрическая съемка и мониторинговые исследования источников подземных вод для изучения флуктуаций радонового поля в пространстве и времени. Применяемые геофизические методы исследования основаны на фиксации естественной радиоактивности источника излучения (в данном случае – воды гидрогеологических и гидрологических объектов), то есть являются пассивными. Также, с целью выявления иерархических зависимостей разнородных факторов, оказывающих влияние на пространственно-временные вариации радонового поля, дополнительно фиксируются гидрометрические и гидрохимические параметры.

Площадная съемка

Эманационная съемка источников подземных вод является частью радиометрической разведки, то есть относится к комплексу методов разведочной геофизики. Ее используют при поиске и разведке месторождений радиоактивных полезных ископаемых. Также ее применяют для выявления участков с повышенной газовой проницаемостью или зон экранирования, чаще всего представленных газонепроницаемыми пластами. Эманационная съемка чаще всего не превышает по глубинности 10 м. Однако за счет участков, с повышенной скоростью газовых и

флюидных потоков (зоны сбросов, дробления, трещиноватости, закарстованности), она может достигать нескольких километров.

Радоновая съемка имеет площадной и профильный варианты исполнения. Чаще всего при проведении таких работ выдерживается единый масштаб опробования, однако при исследовании естественных выходов подземных вод это условие может нарушаться ввиду их неоднородного площадного распределения. В таком случае главным принципом проведения полевых работ является получение наибольшего количества информации посредством пробоотбора из обнаруженных источников подземных вод с соблюдением максимально равномерного покрытия исследуемой территории.

В пределах Байкальского рифта описанный вид работ был проведен на трех уровнях детальности. Первый уровень соответствовал мелкомасштабной рекогносцировочной съемке всего исследуемого региона. Второй уровень детальности был выдержан при опробовании водопроявлений вдоль трансрегиональных профилей, пересекающих основные тектонические структуры исследуемых территорий. Третий уровень детальности соответствовал съемке в крупном масштабе отдельных участков территорий, представляющих особый научный интерес.

Опробование водопроявлений, а также замеры объемной активности радона проводились в соответствии с п. 2.1.1., п. 2.1.2.

На основе результатов эманационной съемки были построены карты площадного распределения концентраций радона с выделенными аномалиями (участками повышенного содержания радона), а также графики изменения концентрации.

Мониторинговые исследования

Под мониторинговыми гидрогеологическими исследованиями подразумеваются работы, включающие периодический анализ проб воды с целью фиксации изменений качества подземных вод под влиянием экзогенных и эндогенных факторов, связанные с решением вопросов прогноза, а также управления гидроминеральными ресурсами.

Мониторинг подземных вод включает в себя:

- 1) периодические наблюдения за подземными водами и их различными характеристиками в пунктах мониторинга;
- 2) фиксацию мониторинговых данных с последующим формированием числовых массивов;
- 3) оценку динамики состояния подземных вод на основе полученных массивов;
- 4) прогноз флуктуаций качества подземных вод под влиянием различных факторов.

При проведении режимных наблюдений отбор проб воды осуществлялся из 8 водопроявлений два раза в месяц. Территориально пункты мониторинга находятся в пределах г. Иркутска и на правом берегу Иркутского водохранилища.

На водопункте осуществлялись замеры следующих параметров: объемная активность радона Q [Бк/л]; температура [$^{\circ}\text{C}$]; pH [pH], электропроводимость EC (количество растворенных солей) [$\mu\text{S}/\text{cm}$]; жесткость (TDS кондуктометр) [Ppm]. Кроме регистрации вышеперечисленных гидрогеохимических характеристик проводились измерения дебитов опробуемых источников объемным способом.

Опробование водопроявлений, а также замеры всех вышеперечисленных параметров проводились в соответствии с п. 2.1.1, п. 2.1.2 и п. 2.1.3.

По результатам мониторингового опробования были построены графики, отражающие вариации объемной активности радона, а также дебита и различных гидрогеохимических характеристик во времени для каждого анализируемого водоисточника.

2.2.2. Камеральные методы

К лабораторным методам исследования относятся различные виды систематизации, визуализации и анализа данных, а также некоторые способы сбора дополнительной информации. Такие работы проводятся в камеральных условиях и подразумевают под

собой применение специализированных программных комплексов, а также изучение фондовых материалов.

Сбор и анализ дополнительных данных

Кроме фактического материала, собранного в полевых условиях, в исследованиях задействовались дополнительные данные. В первую очередь акцентировалось внимание на опубликованных результатах исследований предыдущих лет. К таким работам относятся [Власов, Ткачук, Толстихин, 1962], где представлены результаты эманационного опробования некоторых источников подземных вод в пределах изучаемого региона, а также публикации, авторы которых проводят анализ пространственного распределения радоновых концентраций и выдвигают гипотезы, относительно закономерностей их распределения в пространстве [Мясников, Самович, Кокарев и др., 2009].

Для проведения всестороннего анализа результатов эманационной съемки вкупе с различными факторами, оказывающими влияние на концентрацию растворенного радона, задействовались результаты фиксации различных параметров окружающей среды. Привлекаемые массивы данных включали в себя информацию о температуре атмосферного воздуха [$^{\circ}\text{C}$], атмосферном давлении [мм. рт. ст.], влажности воздуха [%], энергетическом классе сейсмических событий, произошедших в дни отбора проб в пределах изучаемого региона. Базы данных, включающие в себя вышеперечисленные параметры, находятся в открытом доступе на сайтах Байкальского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» [Байкальский филиал геофизической... (электронный ресурс), 2018] и гидрометеорологическом ресурсе «Расписание погоды» [Расписание погоды – Rp5.ru (электронный ресурс), 2018].

Статистический анализ

Обработка большого количества числовой информации на качественном и количественном уровне производилась с помощью методов математической статистики. Статистический подход подразумевает специальную методологию исследования и обработки материалов:

1) массовые статистические наблюдения (за флуктуациями уровня объемной активности радона и других гидрогеохимических параметров в пространстве и времени);

2) метод группировок (разделение источников подземных вод по количеству растворенного радиоактивного газа на группы);

3) средних величин (анализ разброса средних, максимальных и минимальных величин изучаемых параметров);

4) индексов (расчет обобщающих относительных показателей (в процентах), характеризующих изменение уровня радоновой активности во времени или ее соотношение в пространстве (соотношение источников, по параметру Q относящихся к разным группам));

5) метод графических изображений (метод условных изображений при помощи графиков, диаграмм и картограмм),

– а также другие методы анализа статистических данных. Кроме того применялись более сложные, с точки зрения расчетов – кластерный, корреляционный и Фурье – анализы.

Кластерный анализ

Кластерный анализ это многомерная статистическая процедура, выполняющая сбор данных, содержащих информацию о выборке объектов, и затем упорядочивающая их в сравнительно однородные группы. Задача кластеризации относится к статистической обработке. В данной работе применялась иерархическая кластеризация, т.е. совокупность алгоритмов упорядочивания данных, визуализация которых обеспечивается с помощью

графов. Алгоритмы указанного типа исходят из того, что некое множество объектов или рядов данных характеризуется определённой степенью связности. Предполагается наличие вложенных групп (кластеров различного порядка), которые дифференцируются по наличию и тесноте зависимости друг от друга.

Корреляционный анализ

Корреляционным называется вид анализа данных, который базируется на расчете и изучении коэффициентов корреляции. Главным условием для его применения является наличие достаточного количества статистических наблюдений за интересующими переменными.

Линейный коэффициент корреляции принимает значения от -1 до $+1$. Качественная оценка показателям тесноты связи величин дается согласно шкале Чеддока (табл. 2–4.). Знакопеременная составляющая коэффициента отображает характер зависимости между переменными (“+” – зависимость прямая, “–” – зависимость обратная).

Таблица 2–4.

Шкала Чеддока

Количественная мера тесноты связи	Качественная характеристика тесноты связи
0.1 – 0.3	Слабая
0.3 – 0.5	Умеренная
0.5 – 0.7	Заметная
0.7 – 0.9	Высокая
0.9 – 0.99	Весьма высокая

Фурье-анализ

Преобразование Фурье (Фурье-анализ) — операция, сопоставляющая одной функции вещественной переменной другую функцию вещественной переменной. Эта новая функция описывает коэффициенты («амплитуды») при разложении исходной функции на элементарные составляющие — гармонические колебания (колебания, при которых физическая величина изменяется с течением времени по гармоническому закону) с разными частотами (т.е. отличающиеся длиной волны).

Преобразование Фурье функции f вещественной переменной является интегральным и задается следующей формулой (2.1):

$$f(w) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} f(x) e^{-ixw} dx \quad (2.1)$$

В результате проведения Фурье-преобразования строится периодограмма ряда анализируемых данных, абсциссы пиков которой соответствуют длинам волн простейших колебаний параметра (в представленном случае – временной период возврата значений к первоначальным величинам).

2.3. Краткая характеристика фактического материала

Совокупное применение полевых и камеральных методов исследования позволило собрать значительный объем оригинальных данных. Для более удобной работы с большими массивами числовой информации были сформированы таблицы, отличающиеся друг от друга компоновкой.

Массив, составленный по результатам площадной радонометрической съемки, содержит информацию о концентрации радона в воде конкретного пункта опробования, GPS координаты с отметкой высоты над уровнем моря, словесное описание водопункта, абрис, фотографии, время и дату отбора пробы, а также результаты замера дебита и температуры воды. Деление большого объема данных на подразделы производилось путем группировки согласно географическому положению опробованных источников. Составленный массив включает в себя информацию о 333 водопроявлениях.

Таблица, включающая в себя результаты мониторинговой эманационной съемки, а также количественную информацию о различных гидрохимических показателях и параметрах окружающей среды, была сформирована таким образом, чтобы каждой дате, когда производился отбор проб воды, соответствовала строка сопутствующей

информации. Массив количественных данных для каждого дня мониторинга включал в себя: 1) дату отбора пробы; 2) концентрацию растворенного радона; 3) температуру воды; 4) рН показатель; 5) показатель электропроводимости; 6) показатель жесткости воды; 7) дебит; 8) температуру воздуха; 9) атмосферное давление; 10) атмосферную влажность; 11) коэффициенты сейсмических событий, произошедших в исследуемом регионе. В данном случае интересующие нас показатели объединялись в группы по пунктам опробования (т. е. составлялись массивы отдельно для каждого опробуемого источника). Таблица включает в себя временные ряды данных по восьми источникам за шестилетний период мониторинга (более 1000 замеров).

* * *

Представленные в данной главе методические приемы по проведению исследований с помощью материально-приборной базы, а также организации основных видов полевых и камеральных работ позволили собрать значительный объем фактических данных. Однородность представленного в работе материала обеспечена тем, что сбор информации производился по единой методике, а привлекаемые результаты работ, проводимых другими авторами, взятые из литературных источников, характеризовались удовлетворительной сходимостью с оригинальными исследованиями, кроме того таблицы, составленные на основе этих данных, формировались в единой метрологической системе.

Полученные структурированные массивы включают в себя основную информацию по исследуемому региону и являются результатом анализа большого количества литературных и оригинальных материалов, а значит, могут выступать в качестве основы при дальнейших исследованиях радиоактивности подземных вод Байкальского региона.

Глава 3. ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ АСПЕКТ ФОРМИРОВАНИЯ ЭМАНАЦИОННОГО ПОЛЯ В ПРЕДЕЛАХ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Регион исследований, в пределах которого находится оз. Байкал, является одной из наиболее урбанизированных территорий юга Восточной Сибири (рис. 3–1).

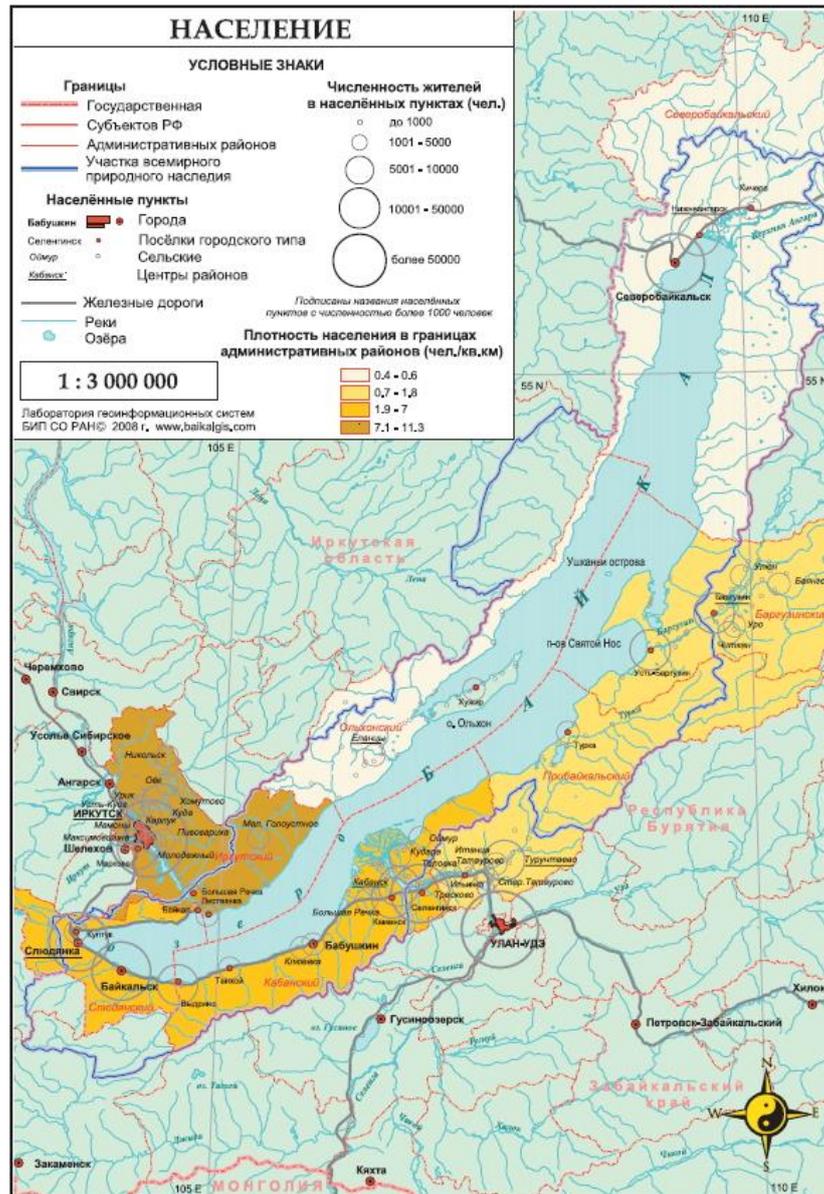


Рис. 3–1. Карта плотности населения территории Прибайкалья в границах административных районов.

Описываемая территория характеризуется высокой сейсмической активностью, связанной с процессом рифтообразования у южной окраины Сибирской платформы (рис. 3–2). Это придает особое значение исследованиям содержания радона (Q , Бк/л) в

подземных водах Байкальского рифта. Локализация источников с высокими концентрациями ^{222}Rn представляет второй, по степени негативного влияния (после курения), фактор онкологических заболеваний, свидетельствует о близком расположении залежей урановых руд, а также отражает наличие активных перемещений по разломам, происходящих при подготовке сильных сейсмических событий.

Проводимые ранее исследования в пределах Байкальского региона [Власов, Ткачук, Толстихин, 1962; Мясников, Самович, Кокарев и др., 2009] были направлены на поиски источников подземных вод с $Q \geq 185$ Бк/л, которые относятся к собственно радоновыми по используемой в России классификации [Куликов, Желваков, Бондаренко, 1991]. Современный этап исследований направлен на углубленное изучение водопроявлений с содержанием радиоактивного газа меньше 185 Бк/л. Это связано с тем, что такие воды преобладают на территории Прибайкалья, которая характеризуется высокой геодинамической активностью в связи с развитием Байкальского рифта. Кроме изучения фундаментальных проблем гидрогеохимии исследование таких водопунктов даст возможность решить серию прикладных задач, значимых для описываемого региона.

Из наиболее приоритетных направлений работ выделяются вопросы питьевого водоснабжения, поскольку принятый в России предельный уровень для содержания радона составляет 60 Бк/л [ГОСТ Р 51232-98, 1998], т.е. более чем в три раза меньше порогового уровня объемной активности радона в собственно радоновых водах. Также для туристической зоны Южного Прибайкалья существует необходимость выявления вод с содержанием радона около 80 Бк/л, характерным для функционирующих в данное время курортов Байкальского региона (например, «Нилова Пустынь»), с целью организации здравниц и курортно-медицинских учреждений. Дополнительная задача заключается в выявлении водопунктов, пригодных для проведения мониторинговых исследований и, впоследствии, возможного выявления радоновых предвестников землетрясений в

пределах территории Прибайкалья по примеру других сейсмоактивных районов мира [Toutain, Baubron, 1999; Woith, 2015].

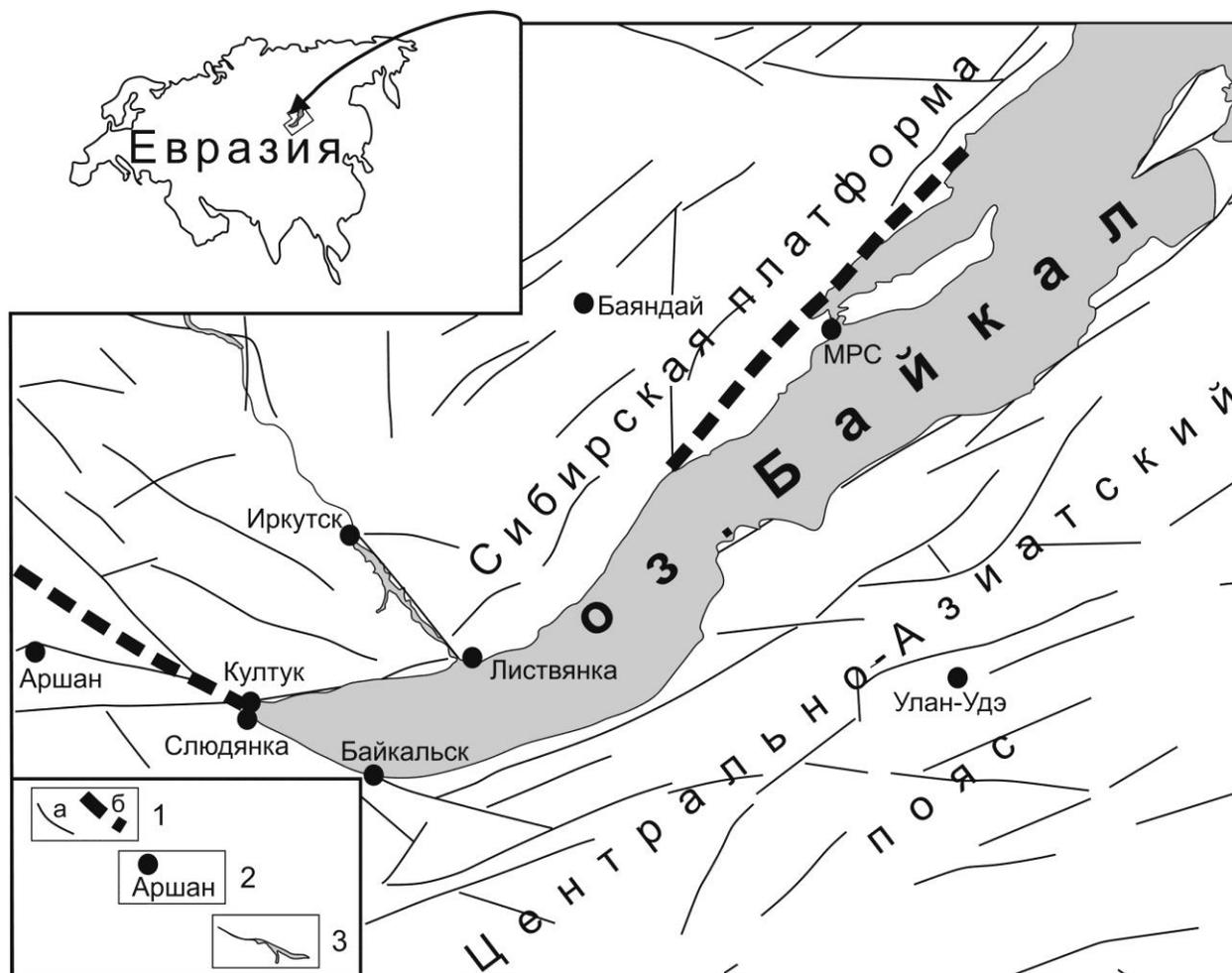


Рис. 3–2. Схема разломов Прибайкалья и Западного Забайкалья: 1 – разломы (а) и краевой шов платформы (б); 2 – населенные пункты; 3 – гидросеть.

Анализ литературных источников показал, что существуют некоторые, наиболее актуальные, направления работ для изучения закономерностей пространственного распределения поля эманий растворенного радона. В первую очередь к таким работам относится организация и проведение обширных полевых исследований по сбору фактического материала, характеризующегося единой методической и метрологической основой с упором на нерадоновые источники. Следующий вопрос, встающий перед исследователями – это разработка единой классификации источников подземных вод (как

радоновых, так и нерадоновых) по концентрации радиоактивного газа с обоснованием граничных значений. Также актуально, на основе разработанной классификации, определение водопроявлений, лучшим образом подходящих для организации и проведения мониторинга. Отдельным направлением исследований является анализ пространственного распределения источников, отличающихся концентрацией растворенного радона. Наиболее приоритетная задача, решение которой затруднено в связи с пространственной не идентичностью природных условий, заключается в определении разнородных факторов окружающей среды, оказывающих влияние на эманационное поле, а также в исследовании степени и характера этого влияния.

Третья глава диссертационной работы посвящена решению вышеперечисленных задач для Байкальского региона.

3.1. Фактический материал и этапы его получения

3.1.1. Площадное радиометрическое обследование

Для решения первой из задач, связанных с вопросами пространственного распределения концентраций растворенного радона в пределах Байкальского региона были организованы и проведены комплексные полевые работы. В ходе площадной эманационной съемки опробовано 205 водопунктов, среди которых: 83 родника, 66 скважин, 22 колодца, 34 открытых водоема.

Радиометрическое обследование осуществлялось в три основных этапа. Первым этапом была рекогносцировочная съемка в мелком масштабе, включающая в себя определение объемной активности радона в 40 источниках подземных вод с целью общего предварительного анализа пространственного распределения концентраций. Вторым этапом включал в себя комплексное опробование водопроявлений в среднем масштабе, вдоль трансрегиональных профилей (Баяндай – Мухоршибирь и Иркутск – Слюдянка), заданных вкост простирания Байкальской рифтовой зоны и оперяющих ее основных тектонических структур, он включал 87 определений объемной активности. Третий этап

подразумевал уплотнение сети опробований для отдельных небольших участков, представляющих научный интерес в связи с репрезентативностью тектонической обстановки территорий их локализации с целью оценки влияния эндогенных факторов окружающей среды на флуктуации радонового поля, он включал 78 замеров объемной активности.

3.1.2. Анализ опубликованных материалов радиометрической съемки

Кроме оригинального полевого материала к анализу были привлечены результаты замеров параметра Q в 128 водопунктах из каталога Минеральных вод юга Восточной Сибири [Власов, Ткачук, Толстихин, 1962], подавляющее большинство среди которых – родники, а в редких случаях – иные водопроявления. Для отдельных источников, представленных в каталоге, анализ концентрации радона был продублирован с целью проверки сходимости результатов. Так, для источников в Ниловой пустыни и Халютинском аршане расхождение оригинальных данных с литературными осталось в пределах погрешности прибора, которым производился замер объемной активности радона.

Достаточная сходимость результатов замеров, сделанных нами и данными предшественников для одних и тех же водопроявлений, позволила рассматривать две представленных совокупности в рамках единого числового массива. Такой комплексный подход позволил сформировать значительную базу определений объемной активности радона, содержащую достаточное количество определений, параметра Q которые представляют все основные структурно-вещественные комплексы на рассматриваемой территории. К ним относятся юг древней Сибирской платформы и северо-западная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса, на границе которых в кайнозойское время происходило формирование Байкальского рифта.

3.2. Классификация источников подземных вод по содержанию радона

Концентрация растворенного в подземных водах радона в пределах Байкальского региона варьирует от почти нулевых значений Бк/л до $Q_{\max} = 4862$ Бк/л. Так как рассматриваемая величина на исследуемой территории изменяется в пределах нескольких порядков, статистический анализ целесообразно было проводить отдельно для двух выборок данных. Одну из них составили водопрооявления с $Q \leq 185$ Бк/л, а другую – собственно радоновые воды. С целью выделения групп водопрооявлений, объективно различающихся по содержанию радона, для каждой выборки были построены распределения величины Q в двух видах (рис. 3–3). Традиционные гистограммы (рис. 3–3, Б, Г) анализировались совместно с графиками (рис. 3–3, А, В), на которых значения Q расположены в порядке возрастания через равные интервалы по оси X. Минимумы на диаграммах первого типа и перегибы графика на диаграммах второго типа являлись границами, отделяющими группы водопрооявлений с близким содержанием радона.

Для источников с $Q \leq 185$ Бк/л на обоих видах диаграмм присутствует значительный интервал величин Q (152 – 180 Бк/л), не представленный водопрооявлениями (рис. 3–3, А, Б). Это свидетельствует об объективном существовании для Байкальского региона граничного значения 185 Бк/л, отделяющего собственно радоновые воды от нерадоновых. Кроме того, выделяются еще два уровня – 15 и 100 Бк/л, – которые на гистограмме попадают в область минимумов (рис. 3–3, Б), а на рис. 2, А отделяют отрезки графика, различающиеся по крутизне наклона. Среди источников радоновых вод ($Q > 185$ Бк/л) отсутствуют водопрооявления с $Q = 1384 - 2220$ Бк/л, что отчетливо проявлено характерными участками на обоих видах диаграмм (рис. 3–3, В, Г). В правой части графиков выделение значимых границ затруднено, т.к. они представлены небольшим количеством водопрооявлений. В левой части гистограммы представляет интерес минимум 800 – 1000 Бк/л, т.к. он выделяется в ряду значений параметра N (рис. 3–3, Г).

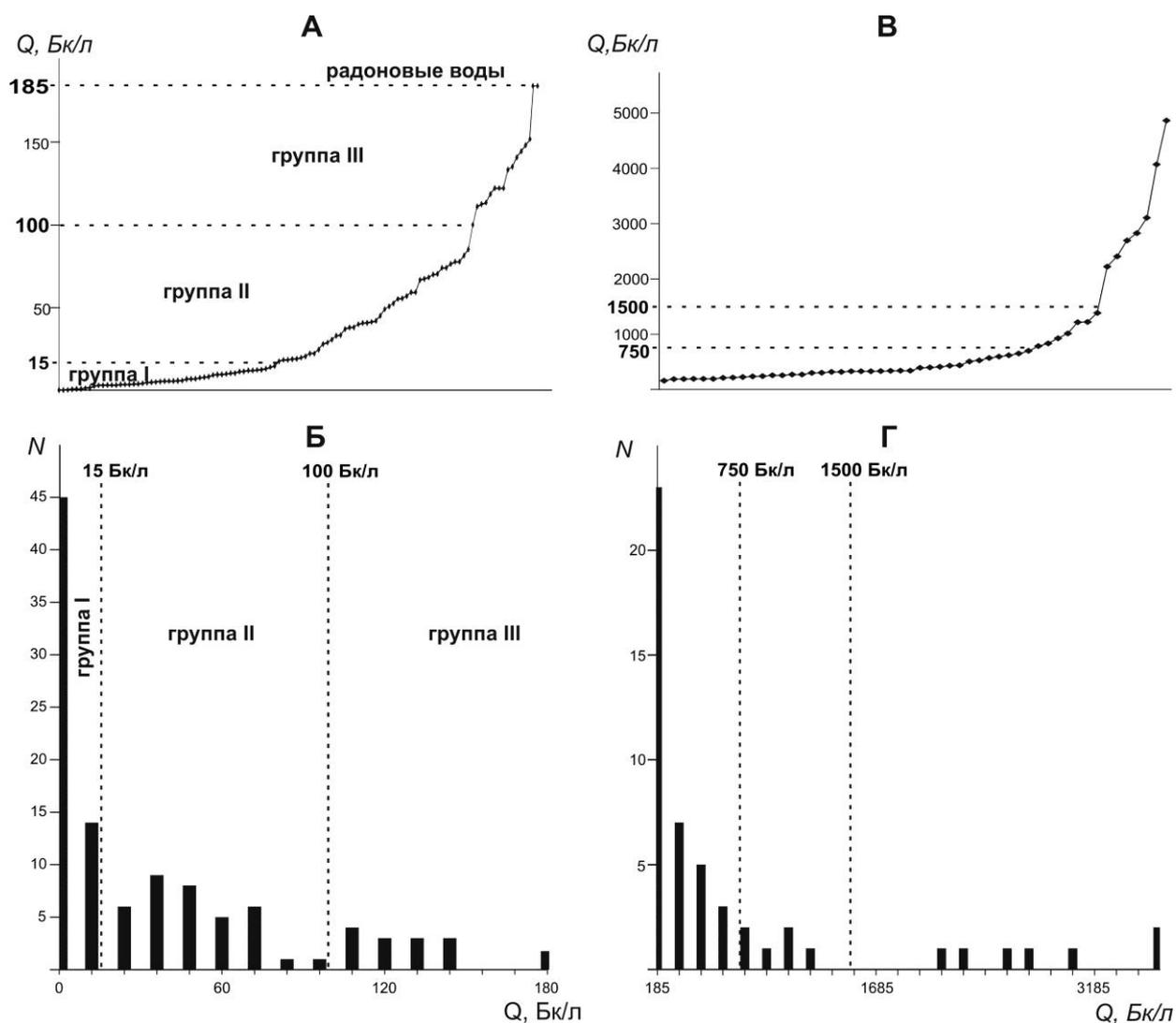


Рис. 3–3. Диаграммы, позволяющие разделить водопрооявления Байкальского рифта на группы по содержанию радона (Q). Пунктир – граничные уровни параметра Q .

А, В. Графики распределения содержаний радона в водопрооявлениях с $Q \leq 185$ Бк/л (А) и водопрооявлениях с $Q \geq 185$ Бк/л (В), на которых значения Q расположены в порядке возрастания через одинаковые расстояния по оси абсцисс.

Б, Г. Гистограммы распределения Q , построенные для водопрооявлений с $Q \leq 185$ Бк/л (Б) и водопрооявлений с $Q \geq 185$ Бк/л (Г) (N – частота встречаемости значений Q).

Таким образом, в подземных водах Байкальского рифта существует пять уровней радиоактивности, которые позволяют разделить изученные источники на группы. Уровни «размыты» у радоновых вод с 1384 – 2220 Бк/л и 800 – 1000 Бк/л, но выделяются в виде сравнительно отчетливых границ в области низких значений Q (15, 100 и 185 Бк/л), которая достаточно полно представлена среди опробованных источников. Для уточнения

граничных значений Q , необходимых для создания единой классификации, привлекались результаты работ предшественников.

В классификации радоновых вод, предложенной в [Куликов, Желваков, Бондаренко, 1991], кроме нижней границы в 185 Бк/л, используются уровни 750, 1500 и 7500 Бк/л. При этом выделяют группы очень слаборадоновых (185 – 750 Бк/л), слаборадоновых (750 – 1500 Бк/л), радоновых средней концентрации (1500 – 7500 Бк/л) и высокоррадоновых (> 7500 Бк/л) вод. Воды последней группы на территории Байкальского рифта пока не выявлены. Уровням 1500 и 750 Бк/л можно поставить в соответствие интервалы 1384 – 2220 и 800 – 1000 Бк/л, выделенные при анализе рис. 2, В, Г. Первый из них уже сейчас является устойчивым классификационным пределом, а второй может быть уточнен в ходе дальнейших работ по опробованию подземных вод на территории Восточной Сибири. Таким образом, на данном этапе исследований рассматриваемая классификация [Куликов, Желваков, Бондаренко, 1991] в целом может быть принята как основа для разделения радоновых вод Байкальского рифта по содержанию ^{222}Rn .

Классификация, объединяющая подземные воды с полным спектром изменения параметра Q (6 порядков), приведена в табл. 3–1 из статьи [Przylibski, 2011]. Для вод с $Q < 185$ Бк/л выделены пределы 10 и 100 Бк/дм³, которые близки или совпадают с уровнями содержания радона, определенными для Байкальского региона: 15 и 100 Бк/л (рис. 3–3, А, Б). Это свидетельствует об объективности их существования для водопроявлений, формирующихся в различных природных обстановках.

Таблица 3–1.

Классификация грунтовых вод по содержанию ^{222}Rn , согласно [Przylibski, 2011]

Типы грунтовых вод	Q , Бк/дм ³
Безрадоновые	< 1
Беднорадоновые	1 – 9.9(9)
Низкорадоновые	10 – 99.9(9)
Радоновые	100 – 999.9(9)
Высокорадоновые	1000 – 9999.9(9)
Экстремальнорадоновые	$\geq 10\ 000$

Классификация, приведенная в табл. 3–1, выигрывает своей формализацией (различие уровней на порядок) и в этом отношении может быть базовой для обобщенных условий формирования подземных вод в верхней части подземной гидросферы. Однако для практических исследований наиболее значимы уровни, определенные непосредственно для конкретного региона. Учитывая результаты проведенного анализа, на данном этапе исследований для Байкальского региона может быть принята классификация, представленная в табл. 3–2.

Таблица 3–2.

Классификация подземных вод Прибайкалья и Забайкалья по содержанию ^{222}Rn

Группы грунтовых вод	Q , Бк/л
I	≤ 15
II	16 – 99
III	100 – 184
IV (очень слаборадоновые)	185 – 750
V (слаборадоновые)	750 – 1500
VI (радоновые средней концентрации)	1500 – 7500
VII (высокоррадоновые)	> 7500

Водопункты делятся на семь групп, четыре из которых (IV – VII) относятся к собственно радоновым водам и выделялись для российских регионов ранее [Куликов, Желваков, Бондаренко, 1991]. Существование трех первых групп обосновано впервые по результатам анализа распределений величины Q и, как следствие, представляет особый интерес на данном этапе углубленных исследований радиоактивности подземных вод. В Байкальском регионе к группе I относится 41.5%, к группе II – 43.8% и к группе III – 14.7% опробованных источников. Содержание радона в половине водопунктов из группы I составило не более 4 Бк/л, что является уровнем атмосферного фона и свидетельствует об отсутствии взаимосвязи этих приповерхностных вод с водами более глубокого формирования. В большинстве опробованных источников концентрация радона не

превысила 100 Бк/л (группы I и II). Следовательно, эта величина представляется более объективной в качестве предельно допустимого уровня содержания радона в питьевой воде Байкальского региона по сравнению с пределом 60 Бк/л, который принят в настоящее время на территории России [ГОСТ Р 51232-98, 1998].

Кроме того, следует отметить, что водопункты, по концентрации растворенного радона относящиеся ко второй группе, в силу своей распространенности на исследуемой территории представляются объективным выбором в качестве объектов для организации и проведения мониторинговых исследований. Источники, относящиеся к третьей группе, также пригодны для подобных работ, однако в пределах представленного региона практически не встречаются.

3.3. Закономерности пространственного распределения водоисточников, отличающихся по концентрации радона

Для решения четвертой и пятой задач исследования были проанализированы особенности распространения на изучаемой территории источников, относящихся к разным группам, согласно предложенной классификации (табл. 3–2), с учетом эндогенных факторов, вероятно оказывающих влияние на их пространственное распределение. Работы проводились на трех уровнях детальности (рис. 3–4): в мелком масштабе – для Байкальского рифта в целом, в среднем масштабе – для трансектов Баяндай – Мухоршибирь и Иркутск – Слюдянка, а также в крупном масштабе – для каждого из тринадцати участков сближенного расположения опробованных водопунктов.

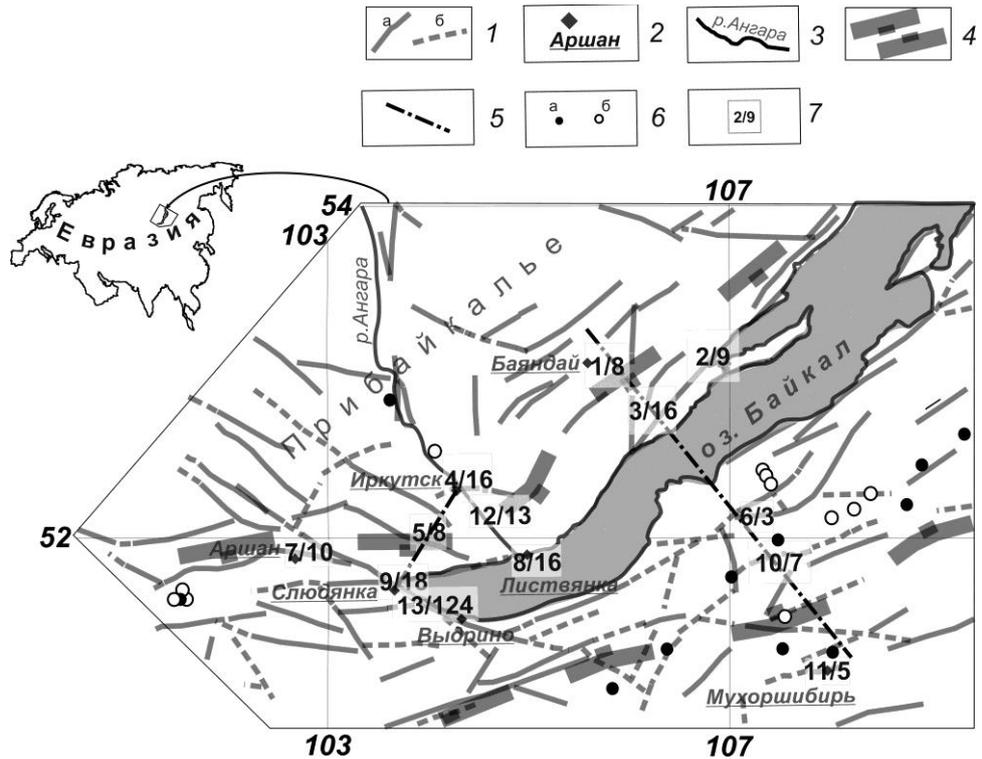


Рис. 3–4. Схема расположения участков работ:

1 – разломы, отчетливо (а) и менее отчетливо (б) выраженные в рельефе; 2 – основные населенные пункты в пределах территории обследования; 3 – местоположение реки Ангары; 4 – границы Байкальской зоны взаимодействия крупных блоков литосферы; 5 – местоположение трансектов Баяндай – Мухоршибирь и Иркутск – Слюдянка; 6 – места единичного отбора проб, литературные данные (а), полевые исследования (б); 7 – участки детального опробования: номер участка (числитель), количество отобранных проб (знаменатель).

3.3.1. Результаты исследований в мелком масштабе

Мелкомасштабная площадная радонометрическая съемка позволила установить закономерности распределения радоновых и нерадоновых ($Q < 185$ Бк/л) вод на изученной территории без дробного деления на группы. Так, Прибайкалье является зоной распространения вод с относительно низким содержанием ^{222}Rn , которая отделяет области проявления радоновых вод, представляющие северо-западную и юго-восточную части Байкальского региона. При этом во внутренних районах Сибирской платформы выявлено всего пять таких водопунктов, а в Забайкалье – десятки радоновых источников. Описанные закономерности подтверждают известный вывод [Мясников, Самович,

Кокарев и др., 2009] о меньшей в целом концентрации ^{222}Rn в водах и почвах Прибайкалья по сравнению с Забайкальем. Согласно карте ураноносности юга Восточной Сибири (рис. 3–5) в южной и юго-восточной частях исследуемого региона располагаются промышленные, резервные и потенциально урановорудные районы (в частности потенциально урановорудное поле «Маяк»). Следовательно, такое распределение радоновых концентраций связано с тем, что в Забайкалье широко распространены гранитоиды, отличающиеся повышенным содержанием урана.

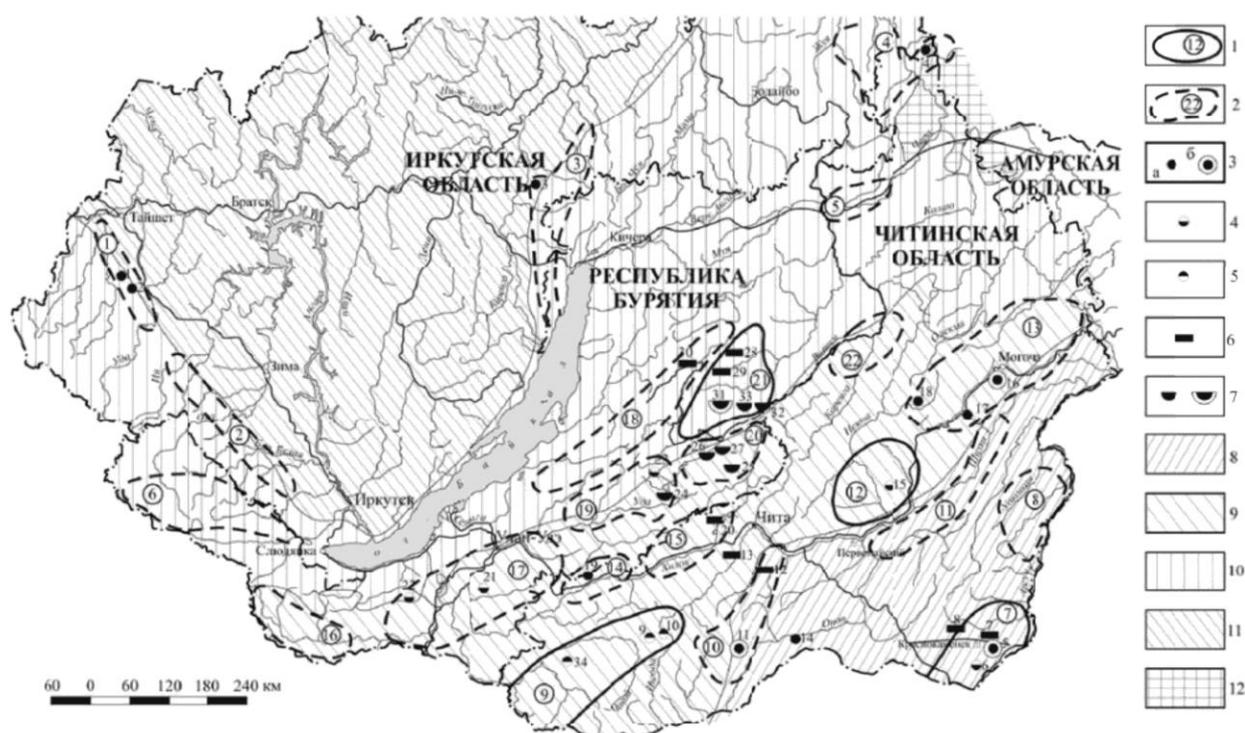


Рис. 3–5. Карта ураноносности юга Восточной Сибири [Мясников А.А., Самович Д.А., Кокарев, 2009]:

1 – 2 – Урановорудные районы, их номера: 1 – промышленные и резервные; 2 – потенциально урановорудные. 3– месторождения урана (а), рудные поля и группы месторождений (б); 4 – гидротермальные стратиформные; 5 – слюдкового-цеолитового типа в зонах дробления гранитов; 6 – гипергенные песчаникового типа; 7 – гидрогенные палеодолинного типа; 8 – 12 – основные тектонические элементы территории: 8 – 10 – складчатые области: 8 – мезозойская; 9 – палеозойская; 10 – протерозойская; 11 – Сибирская платформа; 12 – архейская Чарская глыба (зап. Часть Алданского щита).

Урановорудные районы: 1 – Бирюсинский, 2 – Присяянский, 3– Аkitканский, 4 – Чарский, 5 – Сюльбанский, 6 – Окинский, 7 – Урулюигуевский, 8 – Урюмкано-Уровский,

9 – Чикойский, 10 – Даурский, 11 – Сретенский, 12 – Оловский, 13 – Тунгиро-Могочинский, 14 – Бадинский, 15 – Могзонский, 16 – Джидинский, 17 – Селенгинский, 18 – Курба-Еитимканский, 19 – Еравнинский, 20 – Южно-Витимский, 21 – Витимский, 22 – Витимо-Каренгский.

Урановые месторождения, рудные поля, группы месторождений: 1 – Столбовое, 2 – Айсах, 3 – Безымянное, 4 – Торгойское, 5 – Стрельцовское рудное поле, 6 – Цаган-Тором, 7 – Меридиональное, 8 – Тарбаганжинское, 9 – Горное, 10 – Березовое, 11 – Акуинская группа месторождений (Акухтинское, Зосточное, Барун-Удачинское), 12 – Марсонское, 13 – Кукинское, 14 – Дурулгуевское, 15 – Оловское, 16 – Могочинская группа месторождений (Королевское, Часовое, Кристальное), 17 – Маяк, 18 – Сигирлинское, 19 – Ланское, 20 – Степное, 21 – Журавлиное, 22 – Сланцевое, 23 – Буяновское, 24 – Холостуйское, 25 – Щегловское, 26 – Витлаусское, 27 – Талаканское, 28 – Имское, 29 – Сайжеконское, 30 – Угольное, 31 – Хиагдинское рудное поле, 32 – Родионовское, 33 – Джилиндинское, 34 – Югая.

3.3.2. Результаты исследований в среднем масштабе

Среднемасштабные исследования детализируют установленную закономерность на примере трансектов Баяндай – Мухоршибирь и Иркутск – Слюдянка (рис. 3–4).

Первый профиль пересекает одну из областей Байкальского региона, отличающуюся сложным геологическим строением. Так, участок № 1 находится в пределах стабильной Сибирской платформы, участки № 3, 6 и 10 находятся на территории сейсмически активного Байкальского рифта, а участок № 11 относится к слабоактивной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

В пределах трансрегионального профиля Баяндай-Мухоршибирь зона Байкальского рифта выделяется глубокими впадинами и высокими поднятиями, образовавшимися при вертикальных перемещениях блоков по крупным разломам (рис. 3–6). Граница распространения радоновых вод, связанных с развитием забайкальских гранитоидов, выделяется к юго-востоку от активных тектонических структур центральной части Байкальского рифта и приурочена к Джиди-Удинскому разлому. Так, на участках № 10 (г. Улан-Удэ) и № 11 (с. Мухоршибирь) большинство водопунктов принадлежит к группе II, причем три источника являются радоновыми (рис. 3–6, А). На участках,

расположенных северо-западнее Джиды-Удинского разлома, воды также относятся к двум группам, причем за редким исключением – это группы I и II.

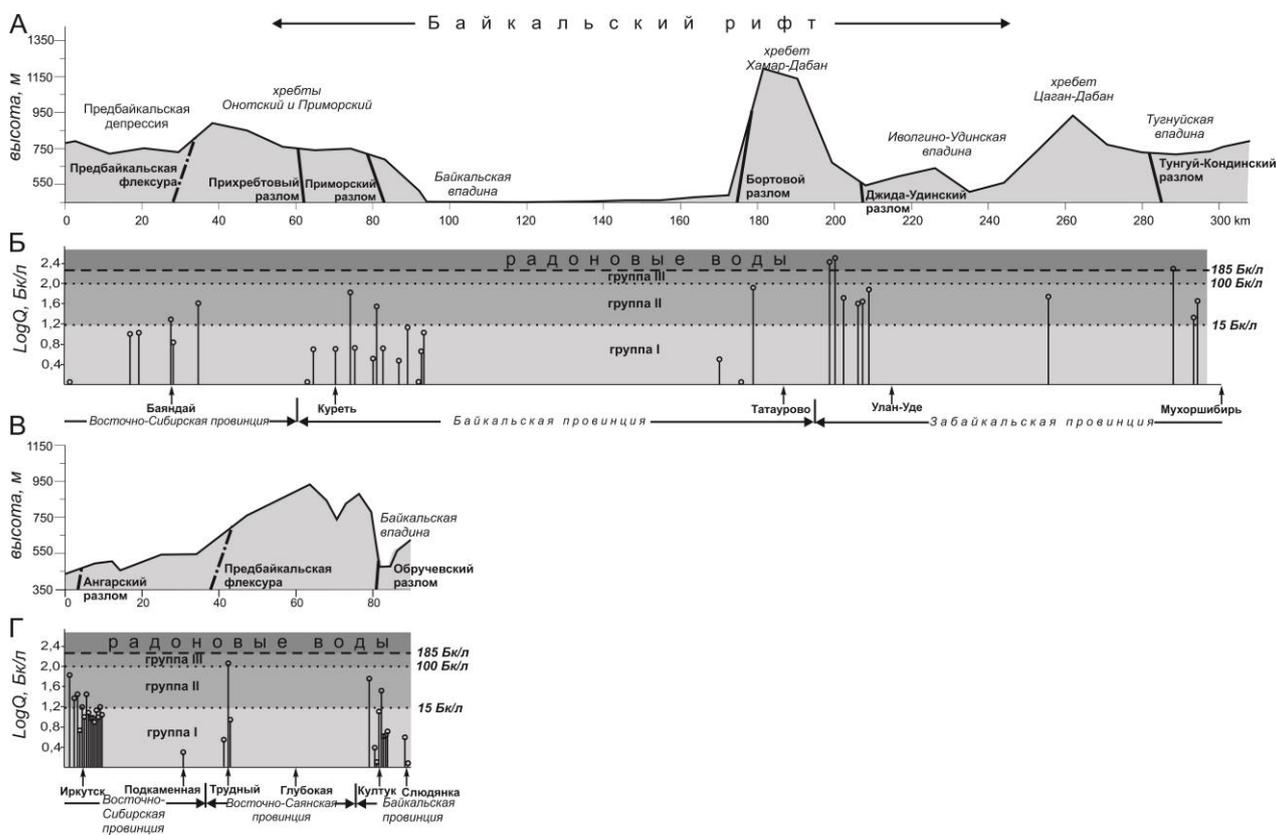


Рис. 3–6. Результаты исследования содержания радона в источниках подземных вод, изученных вдоль трансектов Баяндай – Мухоршибирь и Иркутск – Слюдянка, которые пересекают главные разломы и гидроминеральные провинции Байкальского региона.

А. Положение разломов на гипсометрическом профиле трансекта Баяндай – Мухоршибирь.

Б. Положение в пределах трансекта Баяндай – Мухоршибирь источников подземных вод, которые по содержанию радона (Q) относятся к разным группам (границы гидроминеральных провинций показаны в соответствии с [Ломоносов, Кустов, Пиннекер, 1977]).

В. Положение разломов на гипсометрическом профиле трансекта Иркутск – Слюдянка.

Г. Положение в пределах трансекта Иркутск – Слюдянка источников подземных вод, которые по содержанию радона (Q) относятся к разным группам (границы гидроминеральных провинций показаны в соответствии с [Ломоносов, Кустов, Пиннекер, 1977]).

Отдельно следует отметить то, что с рассматриваемым разломом связана граница между Байкальской провинцией азотных и метановых термальных вод и Забайкальской

провинцией холодных углекислых вод, выделяющихся в Байкальском регионе [Ломоносов, Кустов, Пиннекер, 1977] (рис. 3–6, Б). Таким образом, определяющая роль вещественного фактора в формировании химического состава подземных вод в данном случае распространяется и на содержание радиоактивного газа.

Профиль Иркутск – Слюдянка располагается юго-западнее первого и простирается на меньшую длину, он заложен под углом в 80 градусов к профилю Баяндай – Мухоршибирь, пересекая при этом основные тектонические структуры региона, также меняющие в данном месте простирание с север-северо-восточного до запад-северо-западного. Так, участок № 4 располагается на сейсмически стабильной территории в пределах Сибирской платформы, а участки № 5 и 9 находятся в зоне влияния сейсмически активного Байкальского рифта, причем участок № 9 находится в непосредственной близости к границе, отделяющей Сибирскую платформу от Центрально-Азиатского складчатого пояса.

В пределах описываемого профиля зона Байкальского рифта характеризуется сильной расчлененностью рельефа, подобная обстановка наблюдается на профиле Баяндай-Мухоршибирь (рис. 3–6, В).

Источники подземных вод в пределах трансекта Иркутск – Слюдянка по концентрации растворенного радона за небольшим исключением относятся к I и II группам. Источники из первой группы представляют большинство опробованных водопроявлений и отражают фоновую концентрацию для представленной территории. Водопункты из второй или третьей группы встречаются реже и, чаще всего, их появление связано с геохимическим или структурным факторами формирования радонового поля. Так, нахождение водопроявлений с высокой, относительно рассматриваемой территории, концентрацией растворенного радона в центральной части трансекта коррелирует с близким расположением Прибайкальской флексуры, обладающей повышенной проницаемостью. В пределах профиля Баяндай – Мухоршибирь Прибайкальская флексура

также проявлена в виде нескольких источников, относящихся ко второй группе. В случае трансекта Иркутск – Слюдянка отличительной чертой является наличие близко расположенного локального выхода пород с повышенным содержанием урана (рис. 3–7).

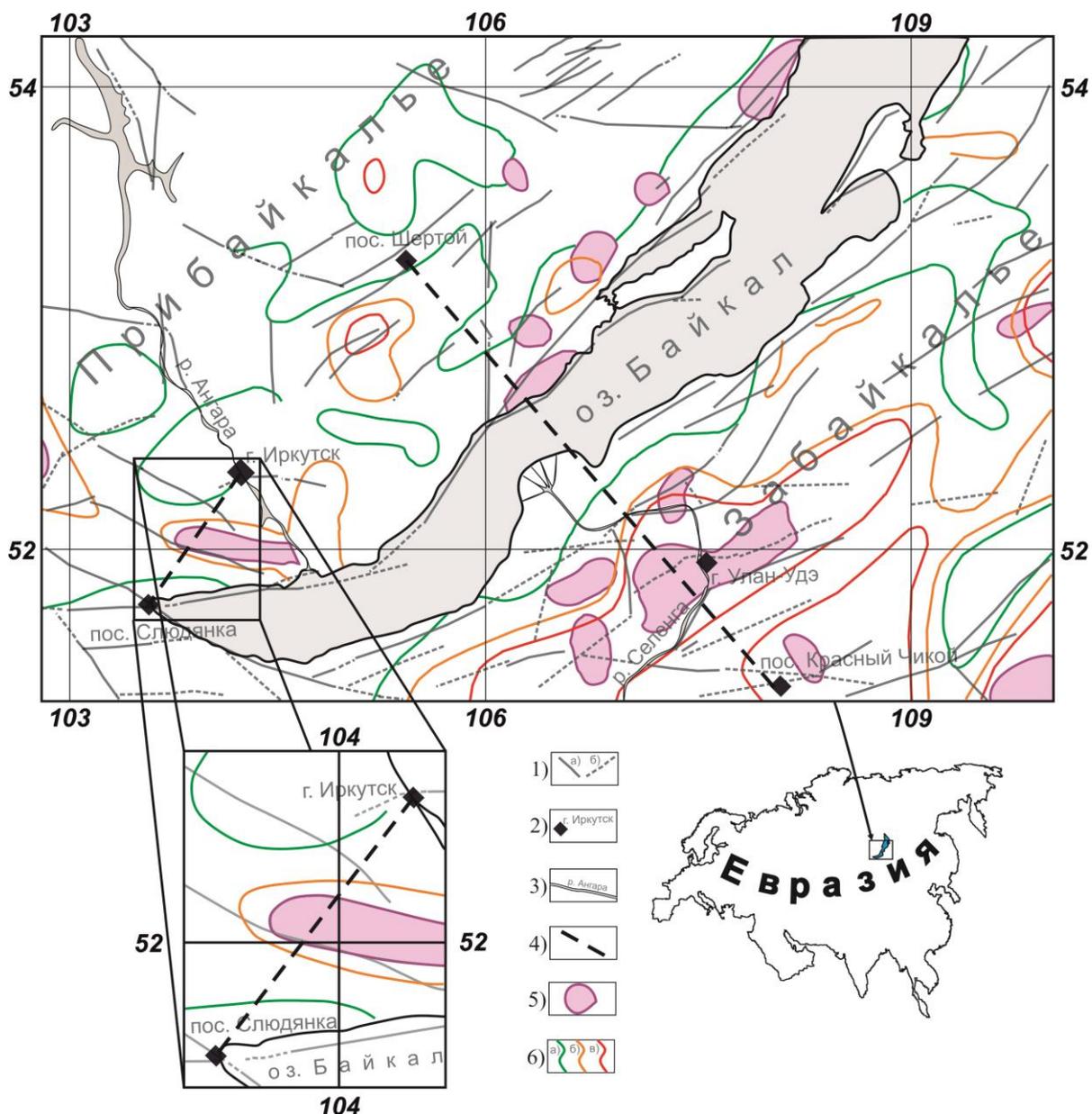


Рис. 3–7. Схема радиационной опасности Прибайкалья (природная составляющая радиационного поля):

1 – разломы, отчетливо (а) и менее отчетливо (б) выраженные в рельефе; 2 – основные населенные пункты в пределах представленной территории; 3 – крупные объекты гидрологической сети; 4 – местоположение трансектов п. Баяндай – п. Мухоршибирь и г. Иркутск – пос. Слюдянка; 5 – ареолы выхода высокорadioактивных пород; 6 – площади с различным содержанием радона в почвенном воздухе: а) $Q < 10$ Бк/л, б) $Q = 10 - 100$ Бк/л, в) $Q = 100 - 200$ Бк/л; (по данным института геохимии СО РАН).

Следствием совокупного влияния структурного и вещественного факторов является повышение концентрации радиоактивного газа в отдельных источниках до значений, соответствующих третьей группе. Отдельно следует отметить закономерное проявление высоких концентраций радона в подземных водах, находящихся в непосредственной близости от крупных разрывных нарушений (рис. 3–6, Г). На территории Иркутска таким нарушением является крупный Ангарский разлом, в зоне влияния которого присутствуют выходы подземных вод, концентрация радона в которых достигает 70 Бк/л. В юго-западной части профиля таким дизъюнктивом является Обручевский разлом, выделяющийся на профиле в виде отдельных максимумов параметра Q .

Существование в каждой из гидроминеральных провинций двух групп подземных вод, отличающихся содержанием радона, объясняется наличием структурных неоднородностей (рис. 3–6). Выход газа усиливается вследствие повышенной проницаемости зоны разрушения, которая формируется при перемещении крыльев разлома. Радон, растворяясь в циркулирующей воде, повышает ее радиоактивность над фоном, характерным для породного массива. Так, в Восточно-Сибирской и Байкальской провинциях общий фон радиоактивности отражают водопрооявления из группы I. Аномальными являются источники из группы II, приуроченные к Приморскому разлому, Бортовому разлому и Прибайкальской флекуре. В Забайкальской провинции к водам с фоновым содержанием ^{222}Ra относятся источники из группы II, а аномалии, связанные с Джида-Удинским и Тугнуй-Кондинским разломами, представлены проявлениями собственно радоновых вод.

3.3.3. Результаты исследований в крупном масштабе

Для детализации среднемасштабной съемки, с целью уточнить полученные закономерности, на отдельных участках производились более подробные исследования. В частности были проведены детальные исследования на обширной территории Южного

Прибайкалья вблизи трансекта г. Иркутск – пос. Слюдянка (р. Похабиха), охватывающей часть берега на отрезке трассы пос. Култук – пос. Выдрино. Кроме того производилось уплотнение сети опробования на территории 12 полигонов, находящихся в различных вещественных, а также структурных обстановках.

*Крупномасштабные исследования на прибрежной территории Южного Прибайкалья
(отрезок пос. Култук – пос. Выдрино)*

Целью детального исследования было установить закономерности распространения подземных вод с повышенной концентрацией радона в регионе, который характеризуется типовой геохимической обстановкой по содержанию в породах урана, но при этом отличается высокой геодинамической активностью и, как следствие, сложным разломным строением.

В качестве такого полигона для исследований было выбрано побережье оз. Байкал на отрезке пос. Култук – пос. Выдрино (рис. 3–8, А) близ профиля г. Иркутск – пос. Слюдянка (р. Похабиха). Уплотнение сети опробований рядом с трансрегиональным профилем № 2 обуславливается некоторыми преимуществами перед территориями, смежными с трансектом № 1. В первую очередь следует отметить отсутствие близкого к участку детальных исследований расположения промышленных, резервных и потенциально ураноносорудных районов. Также согласно схеме радиационной опасности (рис. 3–7) Прибайкалья в пределах выбранного участка уровень радоновой активности в приповерхностном почвенном слое фиксируется на отметках, не превышающих 10 Бк/л, что позволяет судить о геохимической однородности, а также о низком содержании урана в горных породах. Вторым важным аспектом, при выборе участка детальных исследований является гидроминеральное районирование. Описываемая территория находится в пределах одной гидроминеральной провинции (Байкальская область азотных и метановых терм) [Ломоносов, Кустов, Пиннекер, 1977], а, следовательно, обладает

однородными гидрогеохимическими параметрами, которые сравнительно стабильно проявляются на всей площади полигона крупномасштабной радоновой съемки.

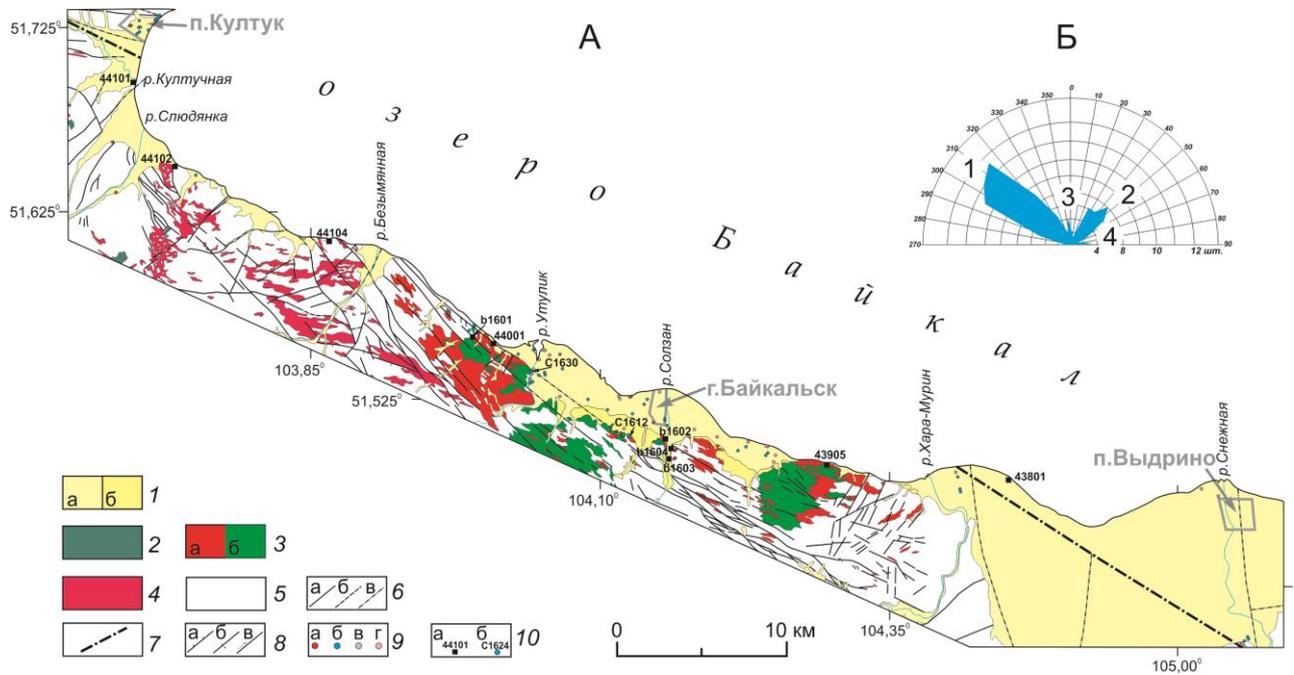


Рис. 3–8. Разломная структура и положение пунктов исследования на юго-западном побережье оз. Байкал.

А. Положение пунктов опробования водопроявлений и точек с массовыми замерами трещин на схеме основных элементов геологического строения, представленных в соответствии с Государственной геологической картой м-ба 1:50000 для участка Култук-Выдрино.

Б. Роза-диаграмма простираний разломов, представленных на схеме А.

1 – четвертичные (а) и неогеновые (б) рыхлые отложения; 2 – покровы неогеновых базальтов; 3 – палеозойские интрузивы: граниты (а), гранодиориты, диориты и габбро (б); 4 – протерозойские граниты и гранит-пегматиты; 5 – разнотипные метаморфические породы; 6 – разломы: достоверные (а), предполагаемые (б), скрытые под рыхлыми отложениями (в); 7 – крупные докембрийские разломы, скрытые под рыхлыми отложениями; 8 – разломы с указанием морфологического типа: сбросы (а), взбросы (б), сдвиги (в); 9 – разнотипные водопроявления: родники (а), скважины и колонки (б), колодцы (в), естественные и искусственные озера (г); 10 – пункты исследования трещинных сетей (а) и разнотипных водопроявлений (б).

Побережье оз. Байкал на отрезке пос. Култук – пос. Выдрино относится к юго-западному флангу Южно-Байкальской котловины и является наиболее древней из цепочки впадин Байкальской рифтовой зоны, отличающейся высокой современной сейсмической активностью, проявляющейся, в частности, в виде множества слабых и отдельных

достаточно сильных сейсмических событий [Леви, Аржанникова, Буддо и др., 1997; Логачев, 2003; Логачев, Флоренсов, 1977; Мельникова, Радзиминович, 1998; Радзиминович, 2010; Семинский, 2009; Sherman et al., 2004]. Последнее из них датируется 2008 г. под акваторией оз. Байкал в 6.5 км к северу от устья р. Утулик и одноименного поселка ($M = 6.3$), в котором оно ощущалось с интенсивностью 7 – 8 баллов [Байкальский филиал геофизической... (электронный ресурс), 2018].

Тот факт, что полигон исследований относится к Байкальской гидроминеральной провинции азотных и метановых терм, для которой не характерны истинно радоновые воды, позволяет утверждать, что повышенное (вплоть до классификационного уровня в 185 Бк/л) содержание радона, растворенного в подземных водах, для большинства геологических обстановок должно определяться не вещественным, а структурным фактором. Для побережья оз. Байкал на отрезке Култук-Выдрино данный тезис требует подтверждения, т.к., если судить по результатам работ предшественников [Власов, Ткачук, Толстихин, 1962; Мясников, Самович, Кокарев и др., 2009], эта территория в плане радиоактивности подземных вод детально не изучалась. Следует отметить, что в настоящее время подобное исследование особенно актуально для данной территории и, кроме научных, преследует практические цели. Выявление в окрестностях Байкальска, где недавно было закрыто градообразующее предприятие (целлюлозно-бумажный комбинат), вод с повышенным содержанием радона позволит перепрофилировать регион за счет создания курортно-санаторной зоны (организация здравниц), подобной уже имеющейся в Тункинской долине (например, курорт Нилова Пустынь с $15 < Q < 100$ Бк/л).

К главным задачам крупномасштабного исследования, кроме проведения в пределах юго-западного побережья оз. Байкал опробования водопроявлений на содержание радона и выявления уровней радиоактивности подземных вод, а также закономерностей их пространственного распределения, относилось установление для изученного региона роли разломов в распределении подземных вод с повышенным

содержанием радона на базе сопоставления результатов радонометрических и геолого-структурных исследований.

Особенности фактического материала

Фактический материал, использованный для решения поставленных задач (рис. 3–8, А), составляют оценки параметра Q в разнотипных водоисточниках изучаемого участка, который протягивается в виде полосы шириной 5 – 10 км вдоль берега оз. Байкал на отрезке Култук-Выдрино.

Измерения объемной активности радона осуществлялись в 93 водопунктах, 20 из которых принадлежали к гидрологическим объектам (озера, ручьи), а 74 – к подземным (родники, скважины, колодцы) водам. В 11 пунктах опробования измерения проводились несколько раз в год, с целью оценки пределов сезонной флуктуации параметра Q в водоисточниках с высокой и низкой средней радиоактивностью. Общее количество измерений составило 124 оценки объемной активности радона, не считая определений методического характера. Кроме замеров параметра Q , для большинства водопунктов определялась температура воды (с точностью до 10-х долей градуса), глубина отбора пробы, некоторые другие количественные и качественные характеристики. Наиболее плотные сети пунктов опробования были созданы там, где по косвенным признакам следует ожидать наибольшую активность перемещений по разломам. Это п. Култук, располагающийся в узле пересечения главных рифтообразующих разломов (Обручевский и Главный Саянский), и участок Утулик–Хара-Мурин, находящийся в непосредственной близости от эпицентра последнего достаточно сильного землетрясения в регионе (2008 г.; $M = 6.3$).

Содержание радона в подземных водах юго-западного побережья оз. Байкал

Оценки объемной активности радона, полученные для участка исследований, варьируют в пределах $0 \leq Q \leq 81.1$ Бк/л. Из графика, на котором все измерения выстроены

через одинаковый интервал по оси абсцисс в порядке возрастания величины Q (рис. 3–9, Б), видно, что их подавляющее большинство не превышает 15 Бк/л.

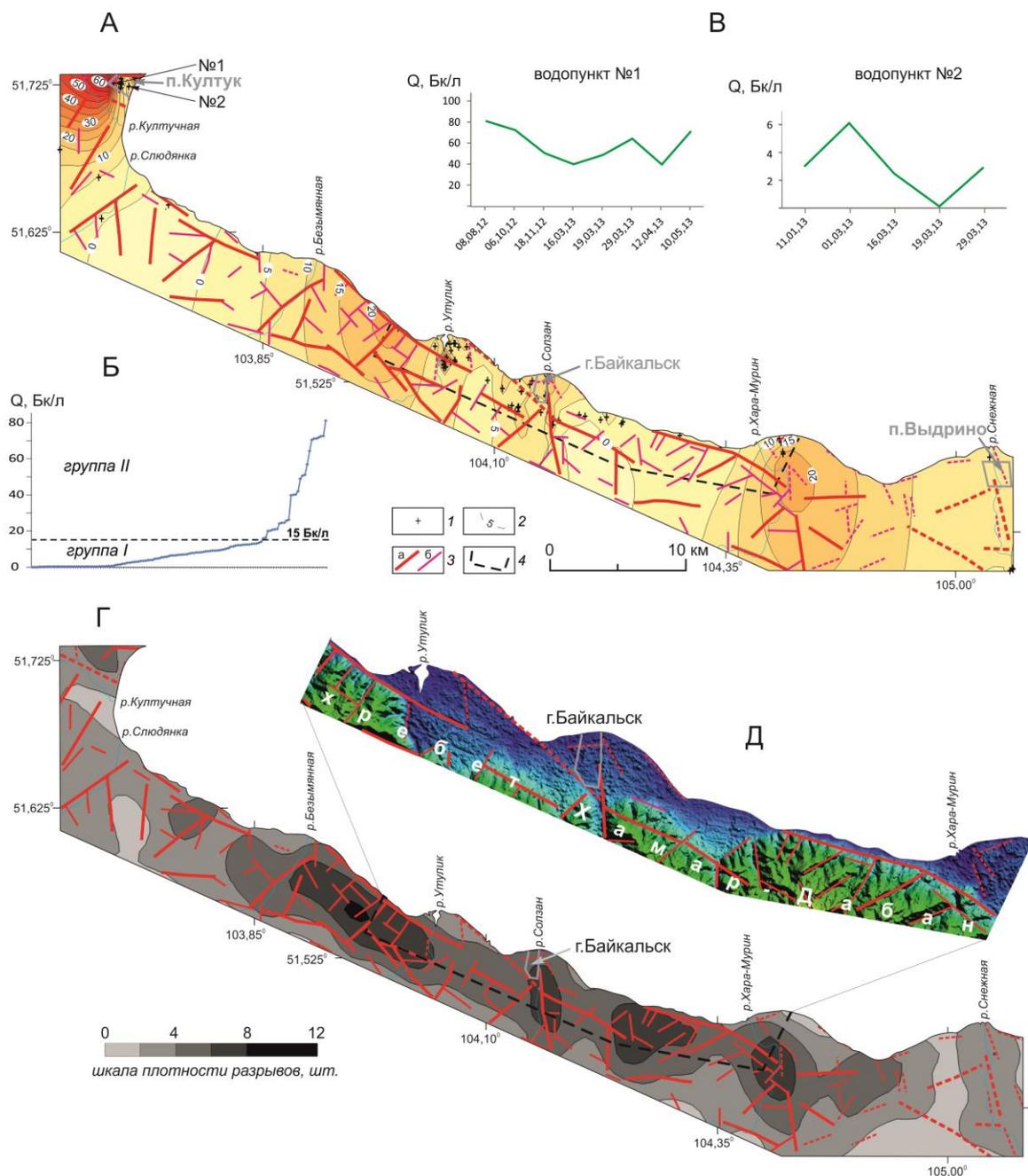


Рис. 3–9. Результаты исследования радиоактивности подземных вод на юго-западном побережье оз. Байкал.

А. Схема распределения объемной активности радона (Q) в изолиниях на участке Култук-Выдрино.

Б. График распределения содержания радона в опробованных водопрооявлениях, на которых значения Q расположены в порядке возрастания через одинаковые расстояния по оси абсцисс (уровень 15 Бк/л, разделяющий группы водопрооявлений I и II, – п. 3.2).

В. Временные вариации содержания радона в водопрооявлениях, представляющих аномальный (водопункт № 1) и фоновый (водопункт № 2) уровни радиоактивности

подземных вод в окрестностях п. Култук.

Г. Новейшие разломы и схема распределения их плотности в изолиниях.

Д. Проявление разломов в виде линеаментов на трехмерной модели рельефа, представленной для района Утулик–Хара-Мурин.

1 – места опробования подземных вод; 2 – уровни изолиний параметра Q (Бк/л); 3 – крупные (а) и мелкие (б) новейшие разломы (пунктир – предполагаемое положение); 4 – границы участка детальных исследований подземных вод в районе г. Байкальск.

Согласно предложенной в п. 3.2 классификации подземных вод Байкальского региона по содержанию радона, они относятся к группе I и представляют фон для Байкальской гидроминеральной провинции. Оставшиеся оценки соответствуют группе II ($16 \leq Q < 100$ Бк/л) и для данной территории являются аномальными, происхождение которых в большинстве случаев обусловлено приуроченностью конкретного водопроявления к разлому. Для подтверждения сделанного предположения необходимо создать однородную выборку значений параметра Q , в которой влияние факторов неструктурной природы на радиоактивность вод рассматриваемого участка была бы максимально ограничена.

Прежде всего, были рассмотрены вариации концентрации растворенного газа во времени, обусловленные сезонной периодичностью изменений атмосферного давления и температуры воздуха (планетарный фактор). Из рис. 3–9, В, где такие вариации для примера показаны для водопунктов № 1 и 2 с высоким и низким содержанием радона, видно, что значения Q для них не выходят за пределы величин, характерных для группы II и группы I, соответственно. При этом максимальные и минимальные значения в выборках обоих водопроявлений отличаются друг от друга в 2 и более раз. Как следствие, для каждого из 11 пунктов мониторинга в массив данных для дальнейшего анализа было включено только одно значение, максимально приближенное по времени опробования к летнему периоду, в течение которого проводились измерения в подавляющем большинстве водопунктов на участке Култук-Выдрино. Кроме того, из выборки были исключены оценки содержания радона в поверхностных водах (озера, ручьи, отстойники),

которые не проявляют радоновую активность выше 0.3 Бк/л и представляют большинство точек, образующих левый субгоризонтальный отрезок графика на рис. 3–9, Б.

В итоге дальнейший анализ базировался на результатах 74 замеров объемной активности радона в источниках подземных вод. Попавшие в выборку водопункты представляют собой скважины, колодцы и родники. Для полученного массива данных был проведен статистический анализ зависимости содержания радона от таких характеристик, как температура воды (Т) и глубина пробоотбора (гидрогеологический фактор), а также тип скальной горной породы, к выходам которой приурочен водопункт (вещественный фактор), согласно полям их распространения на геологической карте м-ба 1:50000 (рис. 3–8, А). Анализ средних значений, при сортировке данных по типам водопунктов, показал, что параметр Q имеет некоторую тенденцию к увеличению в ряду колодцы (9.2 Бк/л) – родники (10.0 Бк/л) – скважины (13.9 Бк/л). Он (параметр Q), при выборке по типу горной породы, к которой приурочен выход подземных вод, на несколько единиц больше у гранитов (10.4 Бк/л) по сравнению с метаморфитами (7.7 Бк/л) и основными интрузивами (3.9 Бк/л). Средние значения температуры воды имеют тенденцию к небольшому возрастанию в ряду родники (6.6 °С) – колодцы (7.7 °С) – скважины (8.6 °С).

Установленные вариации нельзя считать значимыми для вывода о существенном влиянии характеристик неструктурной природы на радиоактивность воды в пределах изучаемого участка земной коры. Они не приводят к переходу водоисточника в смежную группу по радиоактивности. Это согласуется с результатами парной корреляции, которые показали практически полное отсутствие связей между значением объемной активности радона и глубиной пробоотбора или температурой воды. Анализ проводился как для всего участка исследований, так и отдельно для района Утулик-Байкальск, характеризующегося наиболее плотной сетью опробованных водоисточников. В последнем случае можно лишь отметить, что на графике $Q = f(T)$ для облака точек существует огибающая, которая

свидетельствует о низком содержании радона у источников с повышенной температурой воды.

Существуют перспективы обнаружения взаимосвязей между изученными характеристиками подземных вод участка Култук-Выдрино. Они связаны с расширением базы данных за счет опробования новых водопроявлений, с увеличением точности определения глубины пробоотбора и температуры воды, с использованием более детальной геологической карты для привязки водопроявлений к определенным типам горных пород, а также с применением других радиометров и методик площадной радиометрической съемки. Однако на данном этапе исследований созданную выборку можно считать в первом приближении однородной по отношению к структурному фактору, т.е. по большому счету не зависящей от изученных параметров. Это позволяет использовать ее при оценке, на предмет роли структурного фактора в распределении подземных вод с повышенной концентрацией радона на юго-западном фланге Южно-Байкальской рифтовой котловины.

Прежде всего, на основе созданной выборки была построена схема распределения параметра Q на площади исследований в изолиниях (рис. 3–9, А). Для распределения характерна явно выраженная неравномерность, которая проявляется в чередовании вдоль побережья озера участков с практически полным отсутствием радона в подземных водах и областей с его аномальными концентрациями ($Q > 15$ Бк/л). В первом приближении такие аномалии располагаются в окрестностях устьев рек Хара-Мурин, Солзан, Утулик, Култучная, а также в междуречье р. Безымянная и Утулик. На участке Утулик-Байкальск распределение усложняется, что связано с более плотной сетью опробования и будет детально рассмотрено в заключительном разделе главы. Что же касается неоднородности 1-го порядка, то для ее интерпретации необходимо установить наиболее общие закономерности разломообразования в пределах изучаемого участка земной коры.

Структурный фактор контроля подземных вод с повышенным содержанием радона на участке Култук-Выдрино

Для определения степени влияния структурного фактора на порядок распределения подземных вод различной радиоактивности были сопоставлены особенности пространственного распределения пунктов опробования с повышенным содержанием радона и закономерности разломообразования на юго-западном фланге Южно-Байкальской рифтовой котловины. Как видно из рис. 3–9, А и Г, аномалии содержания радона в водопроявлениях ($Q > 15$ Бк/л) пространственно совпадают с максимумами плотности новейших разломов.

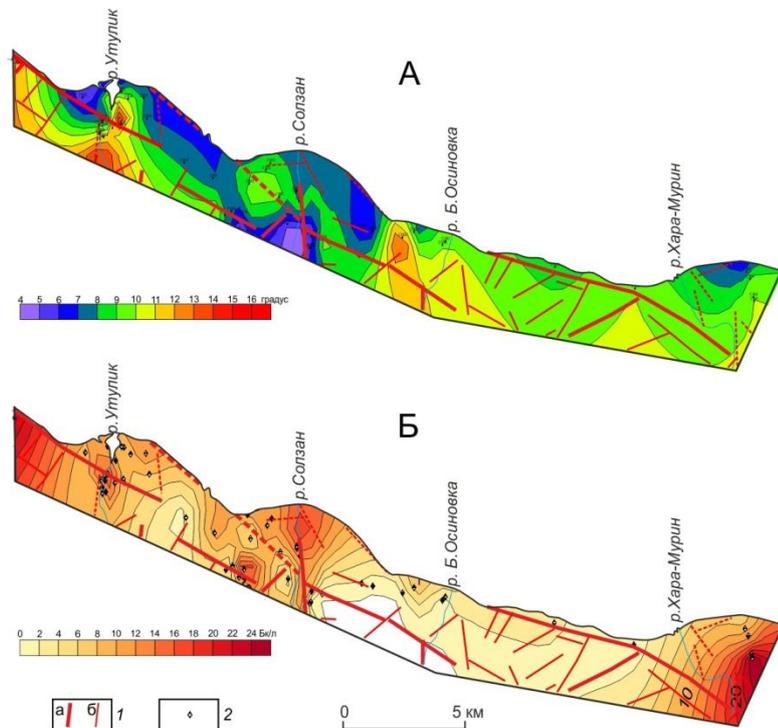


Рис. 3–10. Распределение температуры (А) и содержания радона (Б) в подземных водах участка их детального исследования в районе г. Байкальска.

1 – крупные (а) и мелкие (б) новейшие разломы (пунктир – предполагаемое положение); 2 – места опробования подземных вод.

Отсутствие аномалий параметра Q в одном крупном максимуме (междуречье рек Солзан и Хара-Мурин) и 1–2 более мелких, по-видимому, связано с отсутствием данных опробования водопроявлений. Установленная закономерность объясняется тем, что в

пределах участков с высокой нарушенностью повышается вероятность связи водопроявлений с разломами, для которых уровни концентрации радона выше, чем в окружающих блоках [Steinitz, Vulkan, Lang et al., 1992; Guerra, Etiope, 1999; Malakootian, Khashi, Iranmanesh et al., 2014].

Для выявления ключевых особенностей структурного контроля вод с повышенной радиоактивностью был более детально изучен участок Утулик–Хара-Мурин, в центральной части которого находится г. Байкальск и создана наиболее плотная сеть опробованных водопунктов. Судя по площадному распределению параметра Q (рис. 3–10, Б), аномалии данной величины связаны с узлами пересечения или сочленения северо-западных продольных разломов и поперечных нарушений субмеридиональной и северо-северо-восточной ориентировок. Это именно те разрывы, зоны влияния которых, по данным проведенного ранее анализа, должны быть наиболее проницаемыми вследствие интенсивной структурной «проработки»: разломы рассматриваемых направлений претерпели активизацию во всех динамических обстановках (сжатие, растяжение, сдвиг) в течение 3 этапов тектогенеза.

Вытянутость изолиний, в т. ч. и оконтуривающих максимумы параметра Q (рис. 3–10, Б), свидетельствует о доминировании поперечных разрывов над продольными в контроле вод с повышенным содержанием радона. Особенно отчетливо это видно на примере разлома, который проходит по долине р. Солзан и в распределении параметра Q выделяется единым максимумом, вытянутым в меридиональном направлении. Ассоциация, включающая вытянутый максимум, поперечный разлом и долину, имеет место и для других рек, текущих с хр. Хамар-Дабан в оз. Байкал – рр. Утулик, Б. Осиновка, Хара-Мурин. Это позволяет предположить, что на рассматриваемой территории подземные воды в существенной степени являются трещинно-жильными и формируются за счет подземного и поверхностного стока, контролируемого интенсивно нарушенными разломными зонами. Положение максимумов параметра Q в пределах

таких зон, как уже отмечалось, определяется местами их сочленения с продольными северо-западными разломами, где вследствие повышенной нарушенности и проницаемости пород воды насыщаются радоном с большей интенсивностью.

Кроме отмеченного структурного фактора на повышение радиоактивности вод оказывает отчетливое влияние их температура. Несмотря на то, что ранее проанализированная связь между параметрами Q и T оказалась статистически незначимой, распределения их величин на участке Утулик–Хара-Мурин во многом подобны, хотя и характеризуются противоположными тенденциями (рис. 3–10, А, Б). Так, сравнительно холодные и более радиоактивные воды тяготеют к побережью Байкала и, наоборот, более теплые и менее радиоактивные – к предгорьям хр. Хамар-Дабан. При этом если рассматривать расположение экстремумов, то максимумы параметра Q явно тяготеют к областям минимальных значений T .

Отсутствие более полного соответствия рассматриваемых распределений в данном случае лишает статистической значимости связь между параметрами Q и T , хотя в некоторых других регионах такая зависимость установлена [Erdogan, Eren, Demirel et al., 2013; Schubert, Paschke, Lieberman et al., 2012]. Радиоактивный газ лучше растворяется в более холодных водах, что и является дополнительным фактором локализации аномалий в зонах поперечных разломов на участке Утулик–Хара-Мурин. В большинстве структурных ситуаций повышение радиоактивности наблюдается у побережья, где охлаждение подземных вод, по-видимому, объясняется влиянием Байкала.

В данном контексте не случайным является то, что водоисточник с максимальным содержанием радона располагается вблизи берега (см. С1630 на рис. 3–8, А), причем определенная для него величина Q (41.9 Бк/л) в полтора или более раз превышает значение данного параметра в девяти других источниках, которые на рассматриваемой площади принадлежат к группе аномальных ($Q > 15$ Бк/л). Для источников, находящихся в предгорьях, причиной повышенной радиоактивности, скорее всего, является

структурный фактор, т.е. интенсивная нарушенность фрагмента разломной зоны. Таков, например, второй по радиоактивности на участке Утулик–Хара-Мурин водоисточник С1612 (рис. 3–8, А), который подобен водопункту С1630 по составу и температуре (табл. 3–3).

Таблица 3–3.

Характеристика подземных вод из скважин С1630 и С1612

№	Формула Курлова	Тип воды	Q, Бк/л	T, °C
С1630	$H_4SiO_4 20 Rn 11.3 M 0.18 \frac{HCO_3 68 SO_4 25}{Ca 63 Mg 25 [Na 11]} T 7$	вода сульфатно-гидрокарбонатная магниевая-кальциевая, пресная	41.9	7.0
С1612	$H_4SiO_4 23 Rn 6.5 M 2 \frac{HCO_3 91 [SO_4 6]}{Ca 72 [Mg 23 Na 5]} T 6$	вода гидрокарбонатная кальциевая, пресная	24.5	8.5

Примечание: содержание радона в формуле Курлова приводится в эманах.

Таким образом, сопоставление структурных и эманационных данных позволило установить закономерности распространения подземных вод с повышенной концентрацией радона на участке Култук-Выдрино, отличающемся высокой геодинамической активностью и, как следствие, сложным разломным строением. Кроме того, полученные материалы позволяют сделать заключение практического характера относительно возможности использования инфраструктуры и людских ресурсов г. Байкальска, где недавно был закрыт целлюлозно-бумажный комбинат, для организации курортно-санаторной зоны, ориентированной на использования природных вод с радоном. Учитывая, что подобный курорт в Тункинской долине («Нилова Пустынь») характеризуется значениями объемной активности радона в разных источниках 26 и 78 Бк/л, существует вполне определенная перспектива обнаружения подобных вод в окрестностях Байкальска. В первую очередь она связана с проведением детальных поисковых работ в районе п. Утулик (например, скважина С1630). В качестве перспективных могут рассматриваться и другие районы на побережье озера, для которых

характерны представленные выше структурные признаки контроля вод с повышенным содержанием радона.

Результаты крупномасштабных работ (участок Култук-Выдрино)

Исследование радоновой активности подземных вод проведено для юго-западного побережья оз. Байкал (участок Култук-Выдрино), геологическое строение которого в целом характеризуются, с одной стороны, сравнительно низким содержанием в породах урана, а с другой, – широким распространением разломов, активных на современном этапе формирования Байкальского рифта. Участок Култук-Выдрино принадлежит к юго-западному флангу Южно-Байкальской рифтовой впадины, который представлен зоной крупного дизъюнктива, являющегося юго-восточным сегментом Главного Саянского разлома.

Для берегового участка, протягивающегося от п. Култук до п. Выдрино, впервые в массовом количестве сделаны единичные, а в 11 пунктах – повторяющиеся в течение года оценки содержания радона (Q) в 93 водопроявлениях: скважинах, колодцах, родниках, истоках ручьев, озерах и пр. Этот массив данных был проанализирован на предмет влияния, которое оказывают на величину Q факторы неструктурной природы: разновидность изучаемых вод (подземные, поверхностные), время пробоотбора (сезоны года), температура воды, глубина пробоотбора и тип скальной горной породы, к выходам которой приурочен водопункт (граниты, диориты, метаморфиты). В итоге для исследования роли разломной структуры в формировании вод с повышенным содержанием радона была создана сравнительно однородная выборка водопроявлений, на которые перечисленные характеристики не оказывают явно выраженного влияния. Представленные ниже выводы сформулированы на основе анализа 74 оценок параметра Q , полученных в летний период для подземных вод, опробованных из скважин, колодцев и родников в пределах изученного участка.

На примере сопоставления эманационных и структурных данных для участка Култук-Выдрино установлено, что в геодинамически активных регионах с типовой геохимической обстановкой по содержанию урана структурный фактор играет главную роль в распределении подземных вод с повышенной концентрацией радона ($Q > 15$ Бк/л). Для зоны Главного Саянского разлома, представляющей юго-западный фланг Южно-Байкальской рифтовой котловины, структурный контроль подобных вод обусловлен местами высокой плотностью разрывов и отчетливо проявляется на трех уровнях иерархии. Во-первых, это участки осложнения внутренней структуры зоны 1-го порядка, которые располагаются вдоль ее простирания в виде цепочки максимумов повышенной нарушенности, связанных с перемычками между крупными разломами северо-западного простирания или узлами их пересечения с поперечными разрывами. Во-вторых, это зоны северо-западных, север-северо-восточных и субмеридиональных разрывов 2-го порядка, отличающиеся наиболее развитой внутренней структурой вследствие активизации в разнотипных динамических обстановках (сжатие, растяжение, сдвиг). В-третьих, это узлы сочленения и пересечения разломов перечисленных выше систем, которые отличаются наибольшей нарушенностью горных пород.

На третьем уровне иерархии появление в зонах разломов 2-го порядка водоисточников с повышенным содержанием радона, кроме наличия разрывных узлов, может быть связано с локальным понижением температуры подземных вод. Оба фактора приводят к увеличению параметра Q , причем первый вследствие интенсивной раздробленности субстрата, а второй из-за повышенной растворимости радиоактивного газа в более холодных водах. Для рассматриваемой территории такое увеличение происходит в более чем 1.5 раза и достигает десятков беккерелей на литр, что открывает возможность поиска вод, пригодных для использования в лечебных целях. При положительном результате подобных работ туристско-рекреационный потенциал юго-западного побережья оз. Байкал существенно расширится, что особенно важно для

окрестностей г. Байкальска, где недавно было закрыто градообразующее предприятие – целлюлозно-бумажный комбинат.

Крупномасштабные исследования в пределах небольших полигонов

Кроме большого полигона (участок Култук-Выдрино) крупномасштабные исследования производились в пределах небольших территорий, сложенных разнообразными горными породами и находящимися в различных вещественных, а также структурных обстановках.

Результаты работ, проведенных на территории мелких полигонов опробования подземных вод, иллюстрируются на рис. 3–11. Где на примере Тункинского сброса (участок № 7) отражены закономерности пространственного распределения водопроявлений с различным содержанием ^{222}Rn , которые располагаются вблизи разломов. Таковы участки № 10 с Джида-Удинским разломом, № 4 с вторичными разрывами в зоне Ангарского разлома и другие площади, в пределах которых количество и расположение водопунктов было достаточным для исследования взаимосвязи разрывов с радиоактивностью подземных вод. Участок № 7 удобен для рассмотрения тем, что в его пределах пять опробованных источников образуют поперечный профиль, протягивающийся на 1.5 км в лежачее крыло сброса, который выражен крутым уступом (рис. 3–11, А). Измерения параметра Q были проведены один раз в источнике А-5 и пять раз в водопунктах А-1, А-2, А-3 и А-4 с интервалом между опробованиями – 2 – 3 недели.

Результаты измерений показали (рис. 3–11, Б), что область главного разломного сместителя отличается наиболее высокими значениями Q , независимо от времени опробования. При этом содержание радона в водопроявлениях А-1 и А-2 соответствует группе II по классификации, предложенной для Байкальского региона (табл. 3–2). По мере удаления в крыло Тункинского сброса радиоактивность подземных вод уменьшается до минимальных значений Q , соответствующих группе I практически для всех моментов опробования. Общий тренд (штрихпунктирная линия) подтверждает принадлежность

водопроявлений А-3, А-4 и А-5 к группе I, а также свидетельствует о неравномерном уменьшении величины Q , которая приближается к нулю в источнике, наиболее удаленном от разлома.

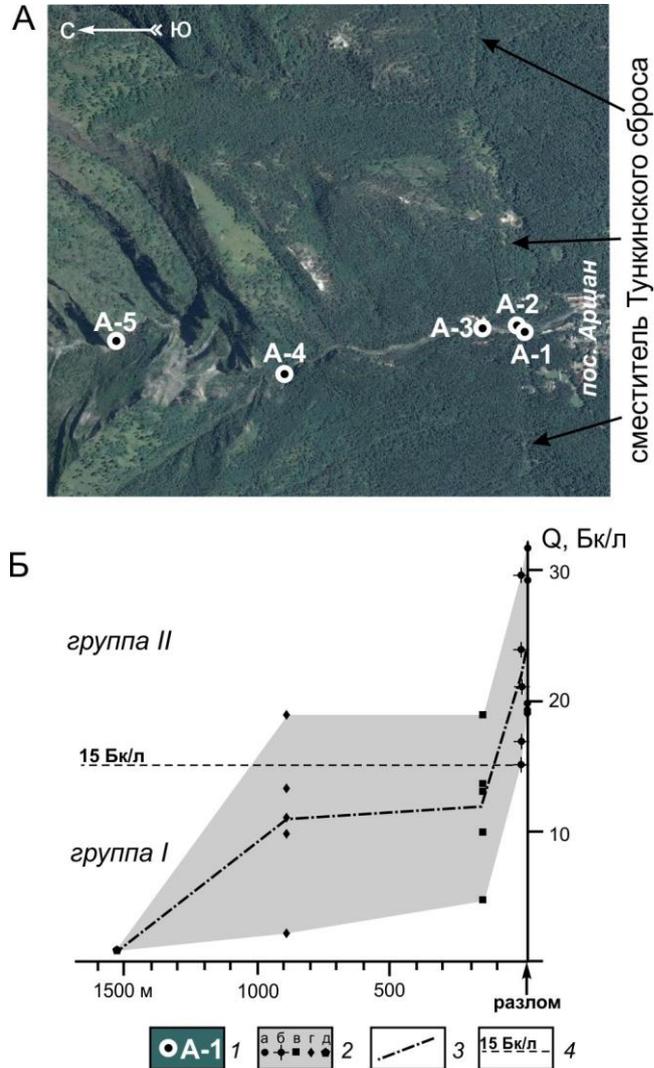


Рис. 3–11. Вариации содержания радона (Q) в источниках подземных вод, располагающихся в лежачем крыле Тункинского сброса (окрестности пос. Аршан на западе Байкальского региона).

А. Положение сместителя Тункинского сброса и пунктов опробования подземных вод на космоснимке. Б. График величин Q , измеренных несколько раз в течение двухмесячного периода времени для пяти источников, располагающихся на разных расстояниях от разлома. 1 – положение водопроявления на космоснимке и его индекс; 2 – область вариаций содержания радона, околтуренная по предельным величинам Q , которые были измерены в разное время для источников с индексами А-1 (а), А-2 (б), А-3 (в), А-4 (г) и А-5 (д); 3 – график средних значений Q , зафиксированных в источниках за весь период измерений; 4 – уровень, разделяющий на графике величины параметра Q , соответствующие подземным водам из двух разных групп по содержанию радона.

Вариации подобного типа не связаны с вещественным фактором, т.к. породы участка исследований почти не отличаются по радиоактивности. По-видимому, изменения содержания ^{222}Ra обусловлены особенностями динамики подземных вод, проявляющимися в породах с разной проницаемостью. В интенсивно нарушенных разломных зонах она наибольшая и может варьировать вследствие неоднородной структуры субстрата, а также неравномерности подвижек по отдельным разрывам. Как следствие, маркирование главного разлома водопроявлениями с относительно высоким содержанием радона и неравномерное уменьшение радиоактивности подземных вод в направлении крыльев отмечалось и в других сейсмоактивных районах [Steinitz, Vulkan, Lang et al., 1992; Guerra, Etiope, 1999]. В Байкальском регионе целенаправленные исследования ранее не проводились, но отмечалось, что в Забайкалье выходы радоновых вод связаны с эманлирующими коллекторами, которые приурочены к крупным разломным сместителям [Власов, Ткачук, Толстихин, 1962; Плюсин и др., 2009].

Таким образом, в рассматриваемом регионе пространственные вариации параметра Q определяются вещественным и структурным факторами. Радиоактивность пород обуславливает главным образом фоновое содержание радона в подземных водах изучаемой территории. Присутствие активного разлома, как правило, создает аномальную концентрацию радона в дренирующем его водоисточнике, который в этом случае будет относиться к более высокой группе по радиоактивности. Результаты крупномасштабных исследований в пределах мелких полигонов в целом дублируют результаты таких работ на территории Южного Прибайкалья (участок Култук-Выдрино), что свидетельствует о существенности и объективности выявленных закономерностей.

* * *

Проведенное исследование позволяет сделать следующие основные выводы:

- 1) Организованы и проведены полевые работы по сбору фактического материала, акцент в которых сделан на нерадоновые источники. Отдельно следует отметить единую

методическую и метрологическую основу полученных данных. В ходе площадной эманационной съемки опробовано 205 водопроявлений, среди которых: 83 родника; 66 скважин; 22 колодца; 34 открытых водоема. Кроме оригинального полевого материала к анализу привлечены результаты замеров параметра Q в 128 источниках подземных вод из каталога Минеральных вод юга Восточной Сибири [Власов, Ткачук, Толстихин, 1962]. Удовлетворительная сходимость оценок, сделанных нами и предшественниками для одних и тех же водопунктов, позволила рассматривать оригинальный материал и данные предшественников в рамках единого числового массива. Такой комплексный подход позволил сформировать значительную базу данных, содержащую достаточное количество определений, параметра Q в водопунктах, которые представляют все основные структурно-вещественные комплексы на рассматриваемой территории (рис. 3–4). К ним относятся юг древней Сибирской платформы и северо-западная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса, на границе которых в кайнозойское время происходило формирование Байкальского рифта.

2) Концентрация растворенного в подземных водах радона в пределах Байкальского рифта варьирует от около нулевых значений Бк/л до $Q_{\max} = 4862$ Бк/л.

3) По степени радиоактивности подземные воды делятся на семь групп, причем подавляющее большинство водопроявлений Байкальского рифта относится к первым трем: группа I – $Q \leq 15$ Бк/л, группа II – $16 \leq Q \leq 99$ Бк/л, группа III – $100 \leq Q \leq 184$ Бк/л. Для Прибайкалья к фоновым относятся значения, соответствующие первой группе, а в Забайкалье – ко второй, что обусловлено существенным различием в площадях распространения магматических пород кислого состава, характеризующихся повышенным содержанием урана. Присутствие активного разлома, как правило, создает аномальную концентрацию радона в дренирующем его источнике, который в этом случае будет относиться к более высокой группе по радиоактивности: для Прибайкалья – это группа II, а для Забайкалья – группы III – VI.

4) Установлено, что граница распространения радоновых вод, связанных с развитием забайкальских гранитоидов, выделяется к юго-востоку от активных тектонических структур центральной части Байкальского рифта и приурочена к Джида-Удинскому разлому.

5) Из выявленных впервые групп к I относится 41.5%, ко II группе – 43.8% и к III группе – 14.7% опробованных источников. Содержание радона в половине водопунктов из группы I составило не более 4 Бк/л, что является уровнем атмосферного фона и свидетельствует об отсутствии взаимосвязи этих приповерхностных вод с водами более глубокого формирования. Большинство опробованных источников характеризуется концентрацией радона, не превышающей 100 Бк/л (группы I и II). Эта величина представляется более объективной в качестве предельно допустимого уровня содержания радона в питьевой воде Байкальского региона по сравнению с пределом 60 Бк/л, который принят в настоящее время на территории России [ГОСТ Р 51232-98, 1998].

6) Водопункты, по концентрации растворенного радона, относящиеся к первой и второй группам, в силу своей распространенности на исследуемой территории представляются объективным выбором в качестве пунктов для организации и проведения мониторинговых исследований. Источники, относящиеся к третьей группе также пригодны для подобных работ, однако в пределах представленного региона практически не встречаются.

7) Радоновая активность обводненных разломных зон Байкальского рифта меняется неравномерно вкост и вдоль их простирания. Существует тенденция повышения концентрации растворенного радона от крыльев к сместителю. Продольная неоднородность проявляется в чередовании участков с повышенной и пониженной концентраций радона в подземных водах, что связано с неравномерной плотностью разрывов оперения.

Глава 4. ВРЕМЕННОЙ АСПЕКТ ФОРМИРОВАНИЯ ЭМАНАЦИОННОГО ПОЛЯ В ПРЕДЕЛАХ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Изучение временных изменений концентрации радона в подземных водах имеет практическую значимость для многих аспектов жизнедеятельности человека. Это связано с существенной вариативностью эманаций, которые при оценке объемной активности радона в одном водоисточнике могут изменяться более чем на порядок. Исследования, заключающиеся в регулярных замерах параметра Q и всестороннем анализе временных рядов получаемых данных, позволяют выявить особенности среднегодовых и сезонных колебаний, а также изучить характер зависимости этого параметра от различных факторов. Установленные в ходе подобного анализа тенденции могут использоваться в прогнозных оценках концентрации радона, что особенно актуально для районов с повышенной радоновой активностью. Как следствие, существует множество публикаций, посвящённых анализу данных эманационного мониторинга подземных вод для полигонов с различными природными обстановками [Султанходжаев, Хитаров, 1978; Toutain, Vaubron, 1999; Tsunomori, Kuo, 2010; Woith, 2015].

На территории Байкальского рифта массовое опробование водопроявлений проводилось в составе площадных гидрогеологических исследований, которые осуществлялись с целью изучения гидроминеральных ресурсов Восточной Сибири. В рамках комплексного анализа измерялась активность радона (Q , Бк/л), растворенного в воде. В результате проведенных работ была получена наиболее общая информация о пространственном распределении источников и количественном содержании радиоактивного газа в подземных водах [Власов, Ткачук, Толстихин, 1962; Куликов, Желваков, Бондаренко, 1991]. Основным интерес представляли водопроявления, относящиеся, согласно существующей классификации, к собственно радоновым ($Q \geq 185$ Бк/л).

Следует отметить, что режимные наблюдения за параметром Q на территории Восточной Сибири проводились только в курортно-медицинских учреждениях для контроля качества лечебных вод при эксплуатации природных радоновых источников. Это связано с тем, что при длительном воздействии на организм человека повышенных концентраций, радон может представлять опасность для здоровья, а бальнеологический эффект достигается нормированием процедуры по времени в зависимости от концентрации в воде радиоактивного газа, растворенного в воде. По причине того, что мониторинг параметра Q имел прикладную направленность, всесторонний анализ длинных рядов данных проведен не был.

Работы по изучению временных флуктуаций концентрации растворенного радона в пределах Байкальского рифта особенно актуальны для урбанизированных территорий Южного Прибайкалья, часть которых располагается в пределах Байкальской рифтовой зоны, характеризующейся сложным тектоническим строением, интенсивной сейсмичностью, а также повышенной радоновой опасностью [Карта радоноопасности России, 1995]. Исследования прогностической направленности с целью поиска эманационных предвестников сильных землетрясений начаты на данной территории сравнительно недавно. Однако до сих пор практически не изучены общие закономерности эманаций, и не выявлены главные влияющие на них факторы. Кроме того, актуальна разработка метода, с помощью которого можно с определенной долей вероятности по данным однократного отбора пробы прогнозировать изменения концентрации радона для отдельно взятого водопункта в течение года.

Перед исследованием были поставлены следующие задачи: 1) выбрать на территории Южного Прибайкалья опорную сеть источников подземных вод, лучшим образом подходящих для организации мониторинговых эманационных работ; 2) разработать методическую основу исследований; 3) на основе получаемых данных составить многолетние ряды измерений объемной активности радона, а также других

параметров окружающей среды; 4) проанализировать полученный массив значений на качественном уровне и установить наиболее общие закономерности временных вариаций; 5) сопоставить на базе статистического анализа ряды измерений объемной активности радона с вариациями таких параметров, как энергетический класс землетрясений (происходящих в дни отбора проб), температура и влажность окружающего воздуха, атмосферное давление, а также некоторых гидрохимических параметров (температура воды, pH , EC (проводимость) и TDS (содержание растворенных веществ)) и установить факторы, оказывающие значимое влияние на эманации; 6) на основе полученных результатов разработать и применить универсальную модель прогнозирования концентрации растворенного радона, учитывающую закономерности ее вариаций в каждом конкретном источнике.

4.1. Организация мониторинговых исследований

4.1.1. Выбор пунктов наблюдений

Для решения первой задачи было проведено рекогносцировочное опробование более 50 источников подземных вод, располагающихся на территории Южного Прибайкалья (рис. 4–1). Согласно результатам, полученным в Главе 3 данной работы, в качестве объектов мониторинга лучше всего подходят источники, для которых параметр Q изменяется в следующих пределах: $16 \leq Q \leq 99$ Бк/л (II группа). Такие источники на территории Южного Прибайкалья являются аномальными по содержанию радиоактивного газа, вариативность концентрации которого дает возможность отчетливо наблюдать сезонную изменчивость и аномальные всплески. Кроме того источники, представляющие II группу, шире распространены в отличие от объектов с концентрацией растворенного в воде газа, соответствующей более высоким группам, и которые также пригодны для проведения мониторинговых исследований, но практически не встречаются на исследуемой площади. Помимо уровня радоновой активности, важным критерием является наличие незастойного режима водообмена и малого доступа воздушных газов к

подземным водам. Круглогодичное функционирование выбранных согласно предъявляемым критериями водопунктов является обязательным условием, так как именно это доказывает связь таких источников с подземными водами, а также позволяет получить длинные ряды данных без перерыва в межлетний период года. Кроме того, для режимных наблюдений были необходимы водопроявления, приуроченные к бортам долин разломного происхождения, что позволяет проследить, изменяется ли концентрация газа в воде в периоды тектонической активности. В соответствии с перечисленными критериями была создана сеть регулярных опробований из восьми источников. Территория расположения этих водопроявлений включает г. Иркутск, несколько поселков и окружающие селитебные земли на правобережье Иркутского водохранилища (рис. 4–1, А), на которых подземные воды используются для промышленного и питьевого водоснабжения. Кроме того, район находится в зоне влияния крупного Ангарского разлома (рис. 4–1, Б), связанного с сетью разрывов Байкальского рифта [Семинский, Гладков, Лунина, 2001]. Разлом не имеет главного сместителя, а представлен широкой полосой сгущения локальных разрывов северо-западного простирания, взаимодействующих с разрывами поперечной ориентировки. На современном этапе развития разломная зона отличается неравномерной активностью: высокой – в границах Байкальского рифта и низкой – в окрестностях г. Иркутска. Это позволило выбрать для мониторинга водопункты, относящиеся к разным группам по содержанию радона.

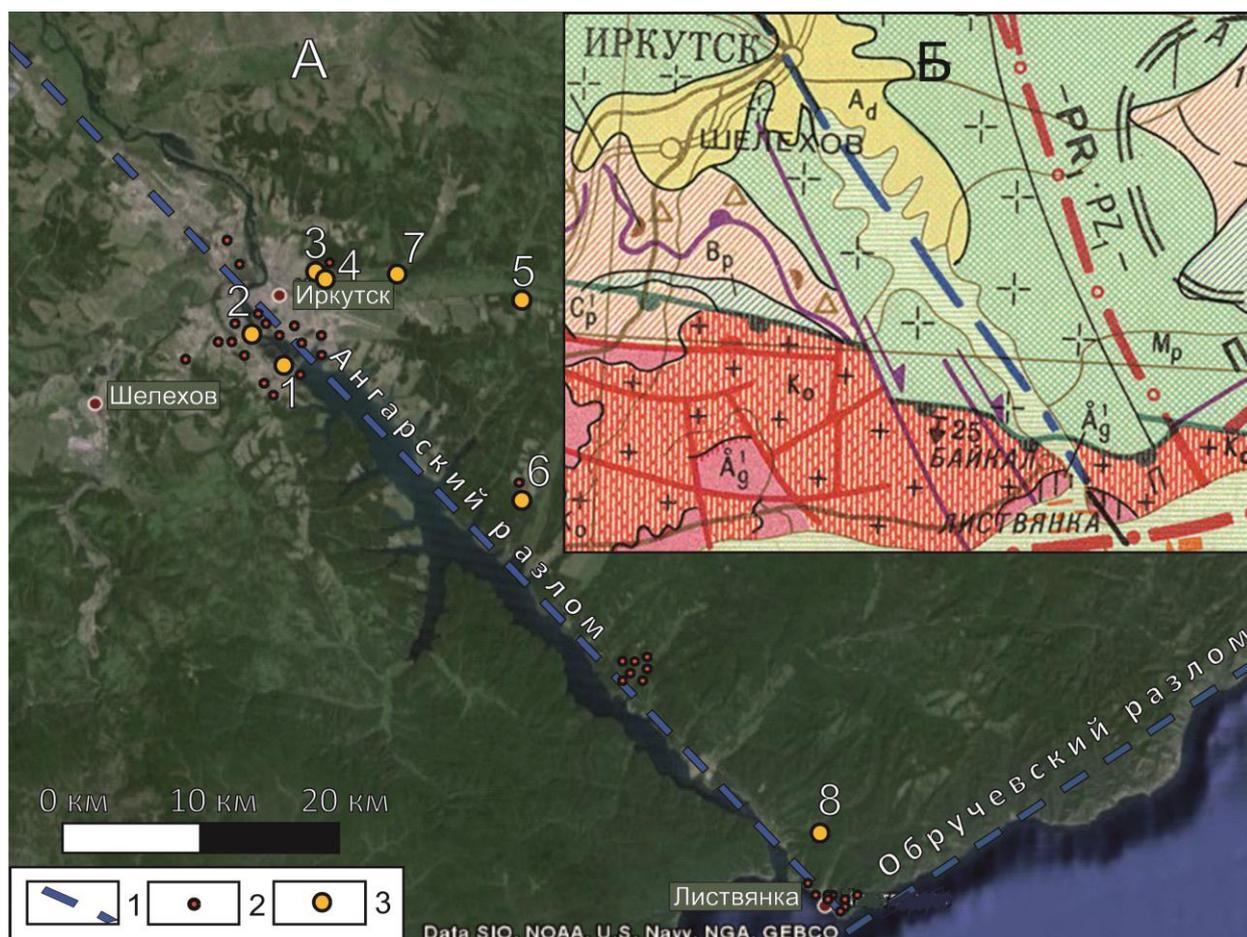


Рис. 4–1. А – карта расположения опробованных водопроявлений на территории Южного Прибайкалья.

Б – фрагмент карты разломов юга Восточной Сибири (по [Карта разломов юга..., 1982] с упрощениями).

1 – осевые линии изучаемых разломных зон; 2 – опробованные источники; 3 – источники, вошедшие в мониторинговую сеть (1 – «Южная», 2 – «Колхозная», 3 – «Радищево1», 4 – «Радищево2», 5 – «Худяково», 6 – «Авиатор», 7 – «Плишкино», 8 – «Никола»).

4.1.2. Особенности методики режимных наблюдений

Решение одной из наиболее важных задач заключалось в разработке методической основы мониторингового исследования. Для этого было проведено ежедневное опробование одного источника подземных вод (входящего в сеть регулярных измерений) в течение месяца. Данный вид работ был организован в пункте мониторинга СЗ (Южная). Исследование проводилось с конца октября по конец ноября с целью зафиксировать частоту и амплитуду флуктуаций физико-химических параметров при наступлении

зимнего межлетнего периода. Отбор пробы производился один раз в сутки в одно и то же время. Кроме параметра Q производились замеры всех наблюдаемых параметров.

Анализ полученных в течение месяца измерений показал, что практически все параметры испытывают значимые вариации во времени. Так, объемная активность радона, растворенного в воде, за месяц возросла на 32% ($\Delta = 8$ Бк/л) относительно уровня, зафиксированного в первый день опробования. Температура воды опробуемого источника понизилась на 3% ($\Delta = 0.2$ °C). Водородный показатель изменился на 2% ($\Delta = 0.19$ pH) в сторону повышения щелочности. Показатели проводимости (EC) и жесткости (TDS) не проявили значительных изменений за месяц; их колебания составили 0.85% ($\Delta = 5$ $\mu S/cm$) и 0.7% ($\Delta = 2$ Ppm) соответственно. Дебит источника снизился на 35% ($\Delta = 12$ л/мин), что свидетельствует о сезонной смене режима его функционирования. Изменения всех фиксируемых величин происходили постепенно, с незначительными колебаниями, часто в пределах погрешностей методов, применяемых для определения.

В связи с тем, что основной интерес представляет информация об изменениях концентрации растворенного радона во времени, было принято решение организовать мониторинговые исследования таким образом, чтобы обеспечить возможность фиксирования всех значимых колебаний данного параметра. Под значимыми в данном случае понимаются изменения, которые превышают предел погрешности метода, или прибора, используемых для измерения параметра Q . Предел максимального отклонения результатов замеров радиометра PPA-01M-03 от действительных значений составляет $\pm 30\%$. Следовательно, изменение параметра Q , зафиксированное за месячный период ежедневного опробования, следует считать значимым. Согласно правилам математической статистики, для выявления волны гармонического колебания, оцениваемой по оси ординат, необходим масштаб оси абсцисс равный половине длины этой волны. Соответственно, если период минимально зафиксированного значительного колебания равен одному месяцу, необходимо поводить измерения один раз в две недели.

Еще одним фактором, свидетельствующим в пользу принятого по частоте опробования решения, является то, что в специальной литературе встречается значительное количество информации о наличии гармонических колебаний параметра Q с периодом от 3 часов до 14 суток, но ясности в причинах появления этих флуктуаций нет. Более того, у разных авторов они отличаются даже для колебаний с одинаковым периодом. Частота измерений 1 раз в две недели позволяет на данном этапе исследований ограничиться анализом наиболее значимых и отчетливо проявляющихся вариаций параметра Q , а также существенно снизить время- и трудозатраты процесса опробования.

4.1.3. Общая характеристика фактического материала

Весь объем представленных и анализируемых данных можно разделить на две основные группы. Первую представляют собственные оригинальные материалы, полученные путем анализа проб воды, а также результаты замеров дебита, проведенных в пунктах мониторинга. Вторая часть состоит из привлеченных результатов измерения различных параметров окружающей среды. Массив анализируемых данных включает в себя более 1000 замеров всех изучаемых характеристик.

Общие методические сведения, касающиеся отбора проб воды, радонометрических и гидрохимических анализов, а также замера дебита представлены в п. 2.1.1, п. 2.1.2, п. 2.1.3 и п. 2.2.1 главы Методика. Сведения, относящиеся к привлечению данных из литературных источников, а также открытых интернет-ресурсов представлены в п. 2.2.2 той же главы.

Таким образом, для каждого из восьми пунктов мониторинговых исследований (1 – Южная, 2 – Колхозная, 3 – Радищево1, 4 – Радищево2, 5 – Худяково, 6 – Авиатор, 7 – Плишкино, 8 – Никола) формировался массив данных, включающий в себя: 1) дату отбора пробы; 2) концентрацию растворенного радона; 3) температуру воды; 4) pH показатель; 5) показатель электропроводимости; 6) показатель жесткости воды; 7) дебит источника; 8) температуру воздуха; 9) атмосферное давление; 10) атмосферную

влажность; 11) коэффициенты сейсмических событий, произошедших в исследуемом регионе. Массивы числовой информации для каждого конкретного источника выстраивались последовательно, в порядке проведения опробования.

4.2. Предварительный анализ рядов наблюдений

4.2.1. Общий анализ полученных данных

В целом подземные воды исследуемого района (г. Иркутск и правобережье Иркутского водохранилища), согласно существующей классификации по параметру Q , являются нерадоновыми ($Q \leq 185$ Бк/л). Уровень фона для показателей радоновой активности в исследуемых водопроявлениях составил примерно 4 Бк/л, однако в источниках, вошедших в сеть регулярных опробований, концентрация этого газа превышает фоновые значения в десятки раз.

Кроме того было установлено, что по изучаемым физико-химическим характеристикам исследуемые воды, согласно существующим классификациям, относятся к холодным ($T(\text{ист.}) < 20$ °С) и нейтральным ($7 < pH < 10$ (предел измерений экспресс рН-метра – от 1 до 14)). Показатели жесткости для разных пунктов опробования различны. Вода в источнике «Колхозная» по данному показателю является «очень жесткой» ($^{\circ}Ж \approx 8$), тогда как вода из пункта мониторинга «Худяково» является «мягкой» ($^{\circ}Ж \approx 0.9$). Вода остальных пунктов мониторинга определяется в соответствии с используемой классификацией как «жестковатая». Подобные в качественном отношении различия имеют место и для показателя проводимости подземных вод. Это связано с тем, что обе рассматриваемые величины являются количественной оценкой концентрации солей в опробуемом растворе.

Анализ рядов мониторинговых измерений, полученных в течение шести последних лет, показал, что содержание радона в воде колеблется, причем ΔQ составляет 30 – 60 % от средней величины данного параметра в опробуемом источнике (рис. 4–2).

Такой вывод коррелирует с результатами мониторинговых измерений в различных регионах мира, где отмечено, что величина данного параметра в одном водоисточнике может меняться в несколько раз [Toutain, Baubron, 1999; Ghosh, Deb, Ranjan et al., 2011; Woith, 2015]. В конкретном случае флуктуации радоновой активности в подземных водах превышают среднюю погрешность измерений прибора, и, следовательно, являются действительными колебаниями концентрации. Абсолютным минимальным значением Q на территории Южного Прибайкалья стало полное отсутствие растворенного газа в воде. Абсолютный максимальный уровень объемной активности радона – 110,5 Бк/л – был зафиксирован в источнике «Никола», находящемся в 50 км юго-восточнее г. Иркутска, тогда как минимальная величина Q для данного источника составила 24 Бк/л.

Кроме того, проведенный анализ позволил установить, что все измеряемые физико-химические показатели подземных вод в пределах изучаемого региона характеризуются непостоянством в пространстве и времени. Так, температура воды за период мониторинга в различных пунктах опробования находилась в пределах от 1.7 до 12 °С, т.е. $\Delta T(\text{ист.}) \approx 42.88$ % от средней величины данной характеристики в опробуемом источнике. Водородный показатель на изучаемой территории за тот же временной отрезок находился в пределах от 7 до 9.9, $\Delta pH \approx 10$ % от $pH_{\text{ср.}}(\text{ист.})$. Показатель проводимости колебался в границах от 43 до 412 $\mu\text{S}/\text{см}$, $\Delta EC \approx 18.52$ % от $EC_{\text{ср.}}(\text{ист.})$. Жесткость соответствовала уровням от 85 до 833 Ppm, $\Delta TDS \approx 14.08$ % от $TDS_{\text{ср.}}(\text{ист.})$. Дебит также отличался пространственно-временными флуктуациями и изменялся от полного отсутствия потока (в котором возможно оценить этот параметр количественно) до 140 л/мин, $\Delta D \approx 87.82$ % от $D_{\text{ср.}}(\text{ист.})$.

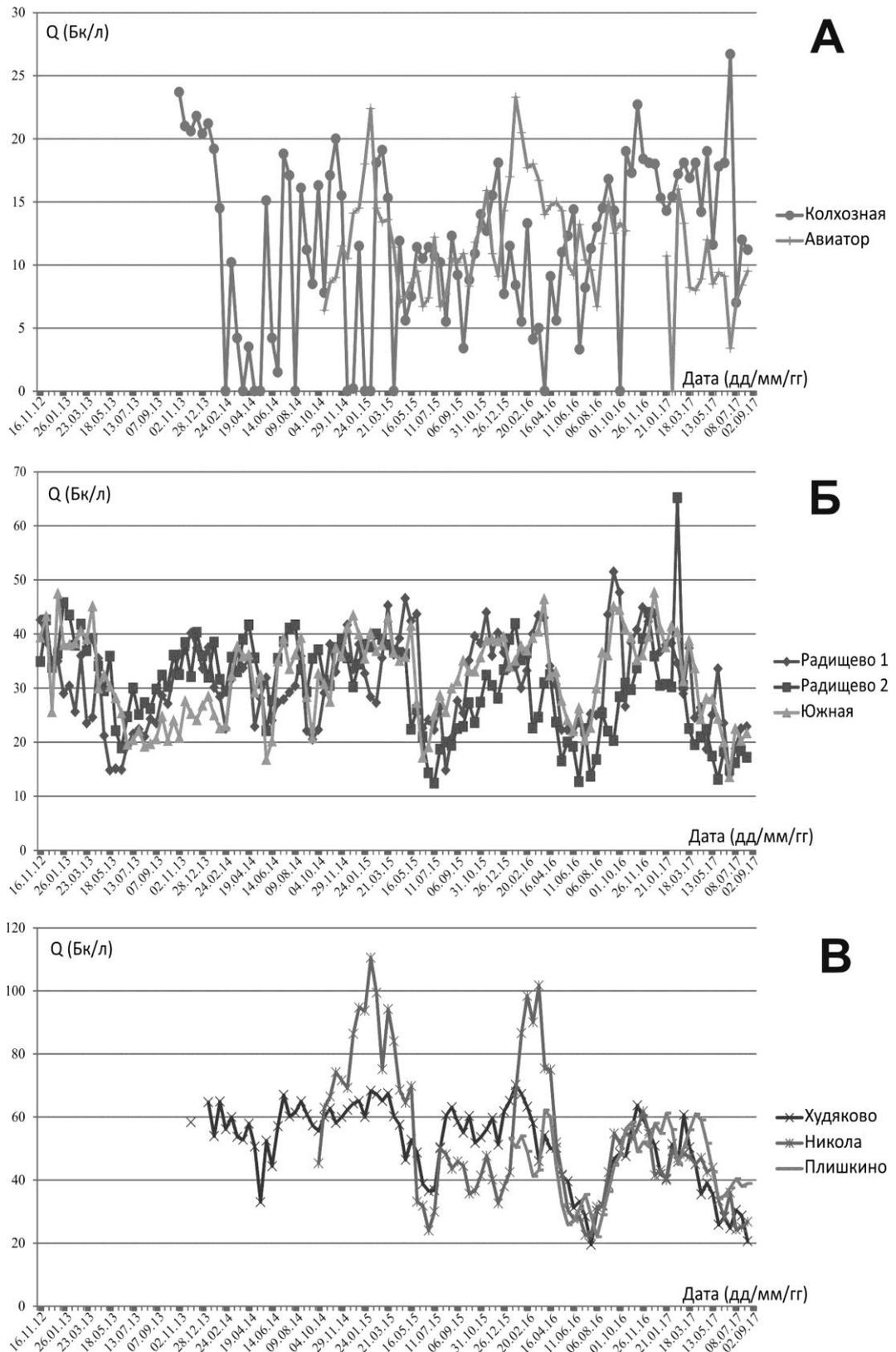


Рис. 4–2. Мониторинговые ряды измерений параметра Q полученные в течение шести последних лет:

А – группа источников с $Q_{\text{ср}} \approx 15$ Бк/л(Π_1); Б – группа источников с $Q_{\text{ср}} \approx 30$ Бк/л(Π_1); В – группа источников с $Q_{\text{ср}} \approx 60$ Бк/л(Π_2).

Пространственная группировка опробуемых водопроявлений по каким-либо из анализируемых параметров затруднена по причине отсутствия значительных внутригрупповых особенностей, а также в силу активного антропогенного воздействия: деградация водоносных горизонтов, питающих опробуемые источники вследствие вырубки леса, строительства дорог и путепроводов.

Среди изучаемых величин близкие значения разности (Δ) во времени проявили водородный показатель, а также количественные характеристики проводимости и жесткости. Это обусловлено тем, что концентрация ионов водорода, определяющих рН воды, в совокупности с концентрацией растворенных минеральных солей (показателем жесткости), в большей степени определяют электропроводимость воды. Наибольшие флуктуации были зафиксированы для показателей температуры подземных вод, а также дебитов опробуемых источников. Такая закономерность, вероятнее всего, связана с особенностями климатической обстановки исследуемого региона. Резко континентальный климат характеризуется значительными сезонными колебаниями температуры атмосферного воздуха, которые, в свою очередь, оказывают влияние на температурный режим подземных вод. Кроме того, в регионах, находящихся в пределах поясов резко континентального климата с приблизительно нулевой среднегодовой температурой, в зимние месяцы отсутствует питание подземных вод атмосферными осадками, что оказывает влияние на дебит источников.

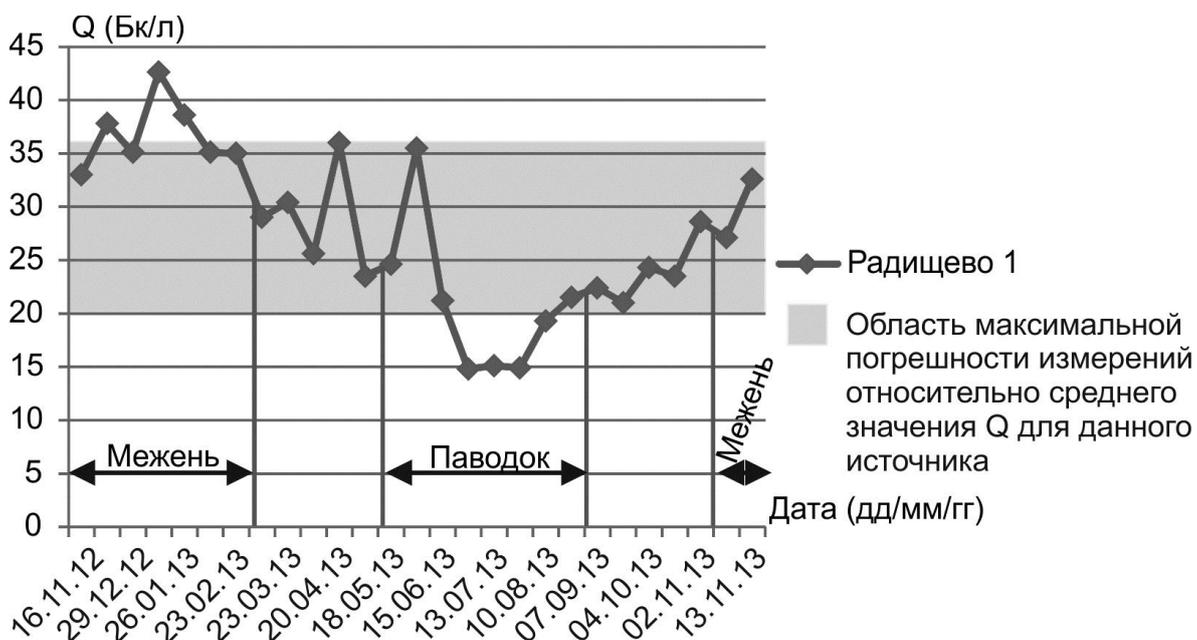


Рис. 4–3. График временных изменений концентрации радона в подземных водах источника, расположенного в предместье Радищево (г. Иркутск).

Фрагмент графика, представленный в качестве примера, на рис. 4–3, отражает общую тенденцию изменения концентрации радона в воде других пунктов мониторинга. Максимальный показатель 42.6 Бк/л в источнике со среднегодовым значением 29.19 Бк/л был зафиксирован в январе. Этот месяц относится к зимней межени, когда свободный выход газа на поверхность затруднен из-за сезонного промерзания верхней части разреза. Вследствие этого газ накапливается в приповерхностном слое и выходит только вместе с водой из родников. Минимальное значение $Q \approx 15$ Бк/л для рассматриваемого источника было зафиксировано в июне, июле и августе. Эти месяцы относятся к паводковому периоду, когда газ может свободно выходить на поверхность через почву, и, следовательно, в меньшей степени концентрироваться в подземных водах. Кроме того, в этот период осуществляется питание подземных вод атмосферными осадками, которые, благодаря отсутствию в них радона, существенно снижают концентрацию газа в некоторых источниках подземных вод.

Графики флуктуаций изучаемых параметров в пункте опробования «Худяково», представленные в качестве примера (рис. 4–4), также являются репрезентативными для изучаемых величин во всех пунктах мониторинга. Следует отметить, что значения изменчивости Δ у всех характеристик превышают погрешности методов измерений, т.е. зафиксированные колебания являются действительными.

Анализ представленных графиков показал, что изучаемые параметры целесообразно разделить на три группы. К первой относятся величины, достигающие своих максимальных значений в теплые месяцы года, когда среднесуточная температура воздуха выше нуля (паводковые периоды). Минимальные значения данных характеристик фиксируются в холодные месяцы (период зимней межени). В эту группу входят показатели атмосферной температуры и влажности, а также температуры воды и дебита водоисточников (рис. 4–4, А). Обратная картина наблюдается у параметров второй группы. Максимальные значения здесь отмечаются в зимние месяцы, а минимальные – летом. Вторую группу составляют атмосферное давление, водородный показатель воды и количество растворенного радона (рис. 4–4, Б). Третью группу формируют характеристики жесткости и проводимости воды исследуемого источника, а также показатель сейсмической активности в регионе. Отличительной особенностью данной группы параметров является то, что флуктуации показателей не демонстрируют заметной зависимости от периода года. Графики колебаний во времени характеристик подземных вод, относящиеся к третьей группе проявляют хорошую внутригрупповую сходимость (иногда с небольшим сдвигом колебаний во времени), что, вероятно, связано с единой природой параметров (рис. 4–4, В).

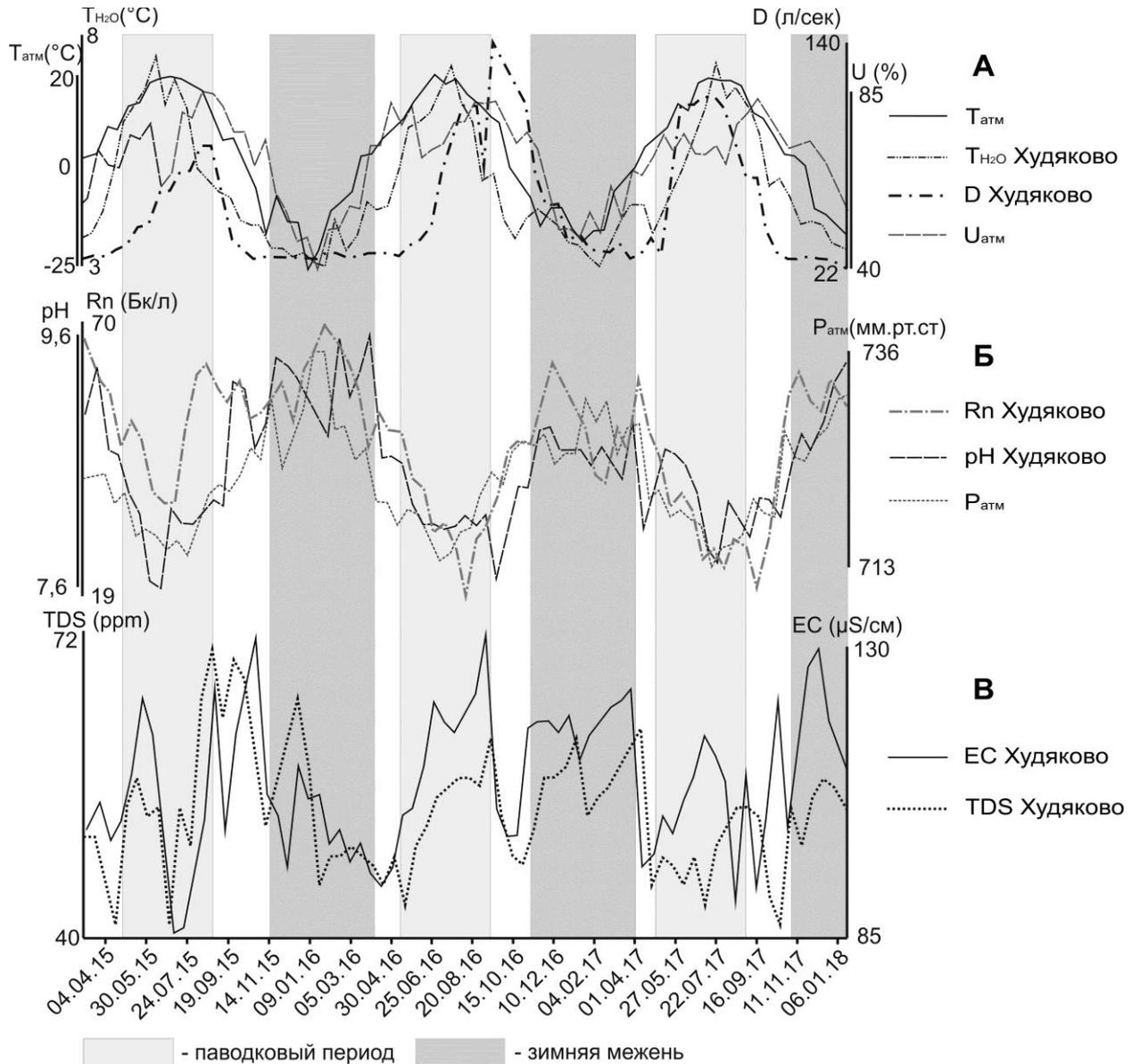


Рис. 4–4. Графики колебаний изучаемых параметров во времени для источника «Худяково»:

А – группа параметров, достигающих максимальных значений в паводковые периоды;

Б – группа параметров, достигающих максимальных значений в меженные периоды;

В – группа параметров, не имеющая очевидной зависимости с периодом года.

4.2.2. Классификация объектов мониторинга по содержанию радона

Использование выявленных пространственных закономерностей и применение предложенной классификации подземных вод (табл. 3–2) осложняется тем, что параметр

Q варьирует во времени. Предварительный анализ параметра Q в нескольких десятках водопроявлений Южного Приангарья показал (рис. 4–1), что по радиоактивности они принадлежат к двум первым группам. Из водопунктов группы I радоновый мониторинг осуществлялся в точках № 2 и 6. Из водопунктов группы II для проведения постоянных измерений было выбрано шесть пунктов. Они представляли каждый из двух максимумов, отчетливо выраженных на гистограмме (рис. 3–3, Б) в поле значений $16 \leq Q \leq 99$ Бк/л. В дальнейшем описании эти воды обозначаются индексами Π_1 и Π_2 . Как следствие, изучаемые источники целесообразно разделить на три группы по среднему содержанию радона в воде за период опробования: 1-я (I) – $Q_{\text{ср}} \approx 15$ Бк/л, 2-я (Π_1) – $Q_{\text{ср}} \approx 30$ Бк/л и 3-я (Π_2) – $Q_{\text{ср}} \approx 60$ Бк/л (рис. 4–2). Из подгруппы Π_1 мониторинг параметра Q проводился в пунктах № 1, 3 и 4, а из подгруппы Π_2 – в пунктах № 5, 7 и 8. Во всех водопунктах измерения осуществлялись с частотой 1 раз в две недели, но период наблюдений был разный: от трех (пункт № 7) до шести (пункты № 1, 3 и 4) лет. Результаты мониторинговых измерений представлены на рис. 4–2 и в табл. 4–1.

Таблица 4–1.

Количественные характеристики мониторинговых измерений,
проведенных в восьми водопунктах Южного Приангарья

Группы водопунктов	Номера водопунктов	$Q_{\text{ср}}$, Бк/л	$Q_{\text{макс}}$, Бк/л	$Q_{\text{мин}}$, Бк/л	$Q_{\text{макс}} - Q_{\text{мин}}$, Бк/л
I	2	10.7	23.7	0	23.7
	6	9.7	22.4	2.2	20.2
	7	14.7	18.4	6.3	12.1
Π_1	1	31.2	47.5	16.8	30.7
	3	32.7	45.8	12.4	33.4
	4	31.8	51.7	14.8	36.9
Π_2	5	55.7	68.3	33.0	35.3
	8	65.0	110.5	24.0	86.5

Примечание: $Q_{\text{макс}}$, $Q_{\text{мин}}$, $Q_{\text{ср}}$ – максимальное ($Q_{\text{макс}}$), минимальное ($Q_{\text{мин}}$) и среднее арифметическое ($Q_{\text{ср}}$) для содержания радона за период мониторинговых наблюдений.

Кроме абсолютных значений параметра Q , графики его вариаций во времени, построенные для источников из разных групп, характеризуются некоторыми отличиями, что может быть связано с различием в условиях питания подземных вод. Источники из первой группы, по-видимому, получают воду из поверхностного стока и практически не имеют связи с глубокими водами (рис. 4–2, А): для них характерно хаотичное изменение значений Q , причем в некоторые периоды времени радон в этих источниках не фиксируется. Вторая группа источников формируется за счет подземных вод, приуроченных к разломам, и защищена от разбавления атмосферными осадками (рис. 4–2, Б): изменение параметра Q происходит постепенно, практически отсутствуют аномальные всплески и уровень радоновой активности всегда выше атмосферного фона. Источники, принадлежащие к третьей группе, находятся в непосредственной близости от наиболее активных разрывных нарушений (рис. 4–2, В): в них также происходит постепенное изменение концентрации радона, но иногда фиксируются аномальные всплески содержания радиоактивного газа.

Материалы пятилетних измерений позволили рассчитать среднемесячную концентрацию радона в воде каждого исследуемого источника. На основе полученных данных построены графики, отражающие характер изменчивости параметра Q за год. Анализ графиков показал, что водопункты, относящиеся по среднегодовой концентрации радона к разным группам, имеют также отличия в характере вариативности: источники из первой группы ($Q_{\text{ср}} \approx 15$ Бк/л) имеют пологие графики, общая линия тренда просматривается слабо, а $\Delta Q \approx 10$ Бк/л. Водопроявления из второй группы ($Q_{\text{ср}} \approx 30$ Бк/л) характеризуются выраженными колебаниями во времени, четко наблюдаемой общей линией тренда, $\Delta Q \approx 20$ Бк/л. Третья группа источников ($Q_{\text{ср}} \approx 60$ Бк/л) имеет резко выраженные годовые изменения, общая линия тренда наблюдается, однако присутствуют внутригрупповые особенности, $\Delta Q \approx 40$ Бк/л. Наличие и характер отличительных

признаков, а также совпадение количественных оценок с результатами анализа графиков мониторинга подтверждают объективность разделения источников на группы.

4.3. Закономерности временных вариаций радонового поля

4.3.1. Анализ изменения абсолютных величин параметра Q

Анализ флуктуаций параметра Q по абсолютной величине свидетельствует, что предложенная классификация подземных вод (табл. 3–2) может быть успешно применена на изученной территории. Вариации содержания радона происходят главным образом в пределах значений, соответствующих определенной группе. Следовательно, случайное опробование в большинстве случаев позволит правильно классифицировать изучаемый водопункт. В большей мере это касается источников из группы II и в меньшей степени – из группы I.

Как было показано ранее, в пределах изучаемого региона источники из первой группы по содержанию радона относятся к фону. Они получают питание за счет атмосферных осадков и поверхностного стока. Как следствие, в отдельные моменты времени радиоактивность подобных вод падает до минимальных значений вследствие разбавления атмосферными осадками или техногенными водами (см. № 2 на рис. 4–5). Исключением является водопроявление № 6, которое отличается высоким $Q_{\text{ср}}$ и нередко показывает значения, соответствующие группе II (см. № 6 на рис. 4–5). Расположение источника в прямолинейной долине (рис. 4–1) позволяет предположить его связь с разрывом. Однако это мелкий разлом в пределах слабоактивного сегмента зоны Ангарского разлома, что не позволяет водопроявлению № 6 занять устойчивую позицию в группе II.

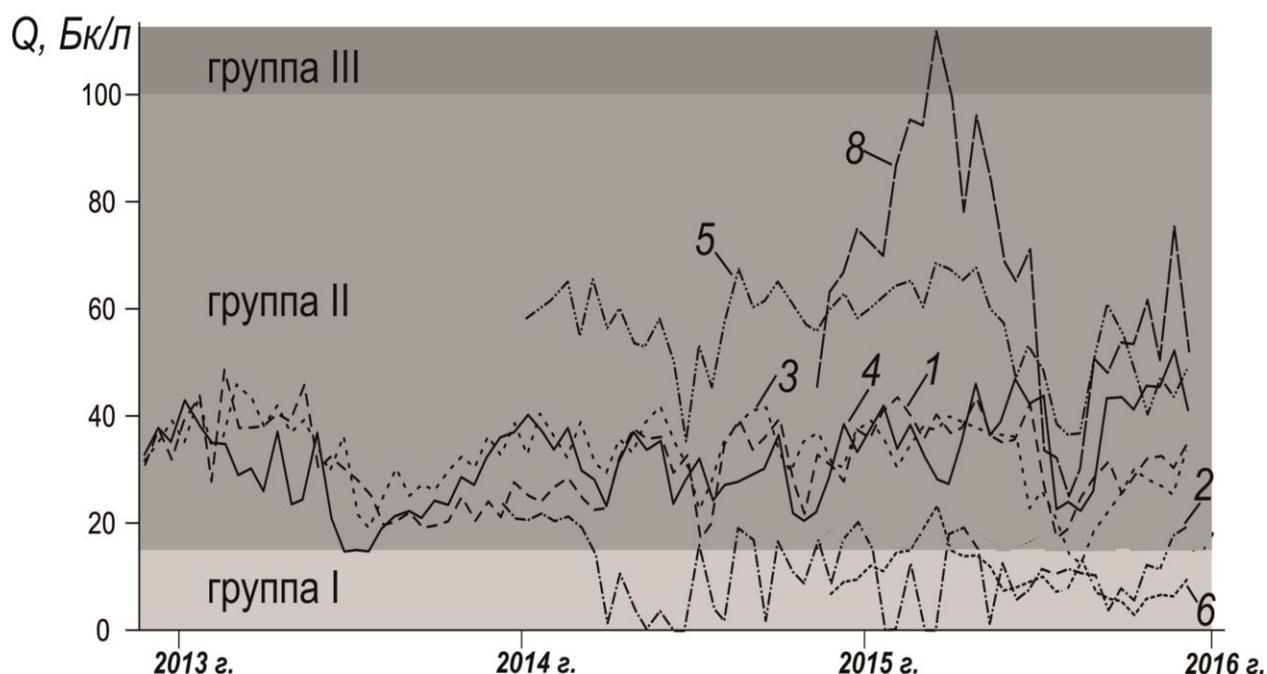


Рис. 4–5. Кривые вариаций параметра Q для каждого из пунктов мониторинга (области величин Q , соответствующие подземным водам из трех разных групп по содержанию радона, показаны разными оттенками серого цвета).

Источники из группы II относятся к аномальным и формируются за счет вод, приуроченных к разломам, которые глубоко проникают в массив горных пород (рис. 4–5). Это, с одной стороны, существенно ограничивает их разбавление поверхностными водами, а с другой, – обеспечивает определенным уровнем концентрации радона, соответствующим конкретной структурно-вещественной обстановке. Так, заметное различие уровней радиоактивности у источников, относящихся к подгруппам II_1 и II_2 , может быть связано с их разным положением в зоне Ангарского разлома. Водопункты № 1, 3, 4 с пониженным содержанием радона принадлежат к разрывам, располагающимся в его слабоактивной северо-западной части. Источник № 8 с самым высоким значением $Q_{\text{ср}}$ находится на участке сочленения Ангарского разлома с одним из главных сбросов Байкальского рифта (Обручевский разлом). Отметим, что источник № 5 не подчиняется данной закономерности, однако его удаленность от оси Ангарского разлома на 15 км (рис. 4–1) позволяет усомниться в принадлежности к изучаемой разломной зоне.

Периодический выход значений Q в водоисточнике за пределы величин, соответствующих определенной группе, обусловлен вариациями содержания радона во времени (рис. 4–5). Разброс значений в одном из источников первой группы ($Q_{\max} - Q_{\min}$) варьирует в пределах 12.1 – 23.7 Бк/л, а в источнике из группы II – 30.7 – 86.5 Бк/л (табл. 4–1). Как следствие, водопункты из группы I зачастую показывают содержания радона, характерные для группы II. В источниках из подгруппы II₁ величина Q иногда понижается до значений, свойственных группе I, а в роднике № 8 из подгруппы II₂ данный параметр может повышаться до значений, соответствующих группе III.

4.3.2. Исследование формы вариаций с применением Фурье -анализа

Колебательный характер изменчивости всех анализируемых параметров во времени позволил использовать анализ Фурье для разложения кривых мониторинга на простейшие колебания с разными длинами волн. В качестве примера представлена периодограмма (рис. 4–6), построенная по результатам радиометрического мониторингового опробования источника подземных вод на территории города Иркутска (Худяково). Пики на графике соответствуют выявленным для данного источника периодам гармонических колебаний концентрации растворенного в воде радона.

Интерпретация результатов анализа, проведенного по всем исследуемым величинам, дает возможность разделить выделенные гармоники (с погрешностью до 20 дней) на 4 основные группы: 1-го порядка (период колебания ≈ 365 дней), 2-го порядка (≈ 180 дней), 3-го порядка (≈ 126 дней) и 4-го порядка (≈ 30 дней). Колебания с периодом, равным одному году за небольшими исключениями, достаточно хорошо проявлены для всех изучаемых величин, кроме показателей жесткости и проводимости воды. Колебания 2-го порядка были зафиксированы для физико-химических характеристик ($T(\text{ист.})$, pH , EC , TDS) во всех опробуемых источниках. Менее всего гармоника 2-го порядка проявлена в рядах мониторинга атмосферных параметров. Волны с периодом равным 126 дней зафиксированы для рядов мониторинга физико-химических параметров, а также для

атмосферного давления и энергетического класса землетрясений. Колебание с наименьшим периодом было выявлено для параметров Q большинства источников, а также для атмосферных показателей, но границы ее проявления определены менее достоверно в связи с недостаточной для их уточнения частотой опробования. То, что для каждого порядка гармоник характерна определенная группа параметров, в которых она проявляется, свидетельствует о «защищенности» некоторых величин от воздействия циклических процессов, оказывающих влияние на остальные кривые.

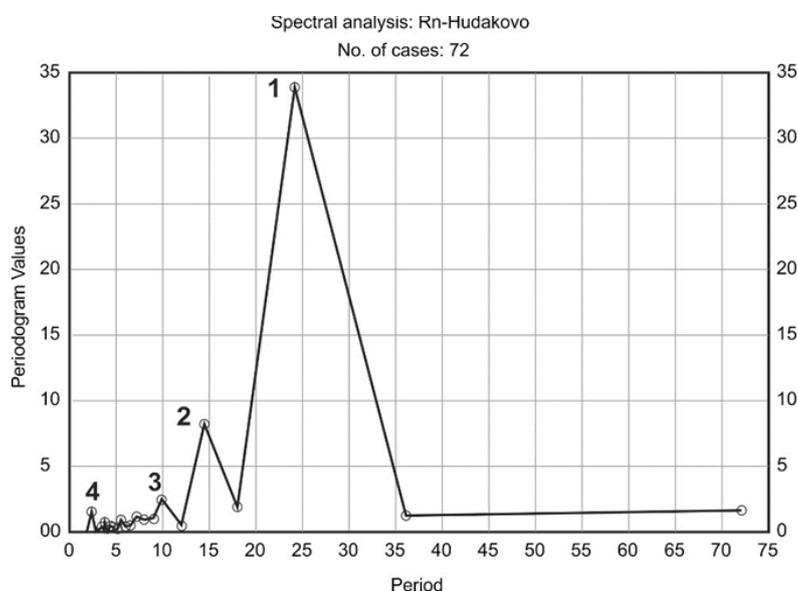


Рис. 4–6. Периодограмма колебаний радоновой активности во времени для источника «Худяково»:

1 – гармоника первого порядка (период ≈ 365 дней), 2 – гармоника второго порядка (≈ 180 дней), 3 – гармоника третьего порядка (≈ 126 дней), 4 – гармоника четвертого порядка (≈ 30 дней).

4.3.3. Оценка взаимосвязей групп параметров с применением кластерного и корреляционного анализов

Для разделения всех рассматриваемых параметров (значения Q , а также метеоданные и энергетические классы сейсмических событий) по степени зависимости друг от друга использовался кластерный анализ. На рис. 4–7 представлена дендрограмма,

построенная по его результатам. Наиболее отчетливо выделяется три основных группы. Первую образуют параметры Q для разных источников, а вторую и третью – разнотипные факторы формирования эманационного поля: внешние (метеорологические условия) и внутренние (землетрясения разного энергетического класса). Степень влияния на эманации радона параметров из второго и третьего кластеров различна. Наиболее тесные межкластерные связи фиксируются между значениями Q и метеопараметрами, а наименее тесные – между величинами Q и энергетическим классом.

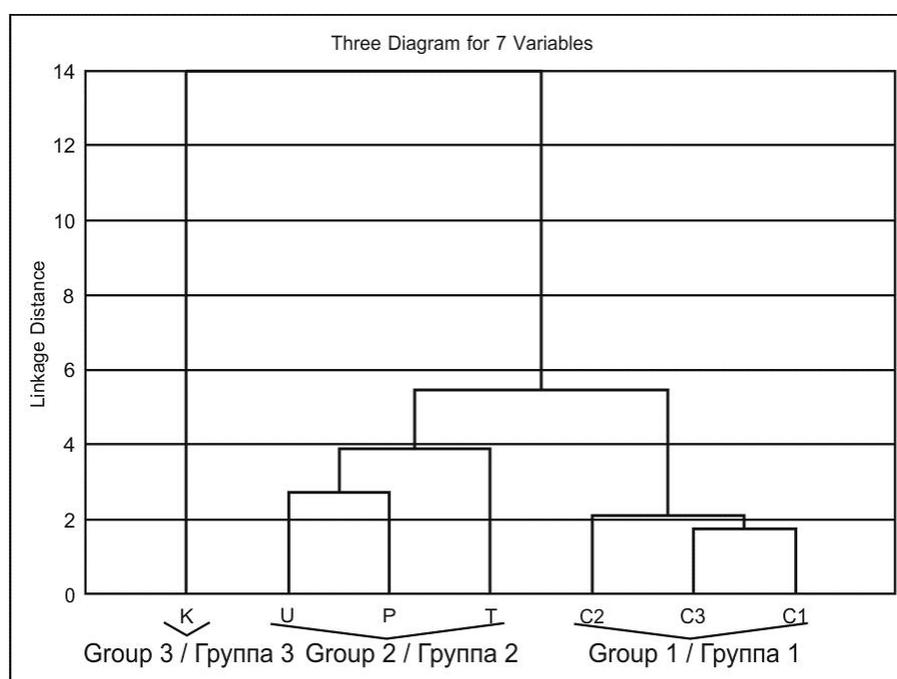


Рис. 4–7. Дендрограмма взаимных связей семи параметров:

Group 1 – параметры Q для разных источников (C1 – Радищево1, C2 – Радищево2, C3 – Южная), Group 2 – метеорологические условия (T – температура, P – давление, U – влажность), Group 3 – землетрясения разного энергетического класса (K – энергетический класс).

Кластеризация параметров (Q) для различных источников мониторинговой сети позволила разделить опробуемые источники на три группы (рис. 4–8). К первой относятся водопункты со средней концентрацией радона в воде за период опробования – 15 Бк/л. Вторую группу составляют источники, в которых $Q_{\text{ср}}$ находится на уровне 30 Бк/л. Третья

группа сформирована источниками с $Q_{cp} = 60$ Бк/л. Наиболее тесная межкластерная связь в данном случае наблюдается между второй и третьей группами, что может объясняться отличиями в условиях питания и формирования подземных вод. Согласно данным исследованиям источники из первой группы получают питание, в большей степени, за счет поверхностного стока, тогда как источники, относящиеся ко второй и третьей группам, имеют устойчивую связь с глубинными водами.

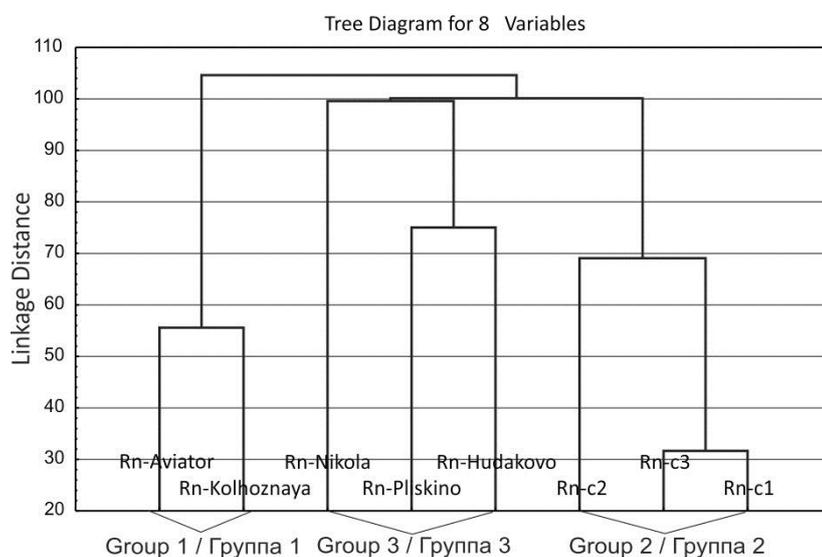


Рис. 4–8. Дендрограмма взаимных связей параметра Q в восьми источниках:
 Group 1 – источники с $Q_{cp} \approx 15$ Бк/л (I), Group 2 – источники с $Q_{cp} \approx 30$ Бк/л (II₁),
 Group 3 – источники с $Q_{cp} \approx 60$ Бк/л (II₂).

Дополнительно проведенная кластеризация всех определяемых для каждого пункта мониторинга параметров позволила провести разделение по степени зависимости величин друг от друга. Наиболее отчетливо выделяются четыре основных кластера. Первый составляют: параметр Q , для данного источника; атмосферное давление; атмосферная влажность; водородный показатель. Вторым кластер формируют показатели температуры воды и атмосферного воздуха. К третьему относятся жесткость и проводимость

исследуемого раствора. Четвертый включает в себя энергетический класс сейсмических событий.

Степень кластеризации (Linkage distance – теснота связи) полученных групп различна. Наиболее тесная межкластерная связь наблюдается между первыми тремя группами, однако для разных пунктов мониторинга имеются отличия. Статистически слабая связь наблюдается между четвертым и остальными кластерами.

Количественная оценка рассматриваемых взаимосвязей была проведена на основе корреляционного анализа, коэффициенты которого представлены в табл. 4–2.

Табл. 4–2.

Корреляционные зависимости исследуемых величин

Группы водопунктов	Номера водопунктов	K	T	P	U
I	2	- 0.17	0.13	- 0.11	0.24
	6	0.10	- 0.35	0.52	- 0.19
	7	- 0.13	- 0.44	0.39	0.30
II ₁	1	- 0.01	- 0.52	0.58	- 0.01
	3	- 0.06	- 0.42	0.54	0.17
	4	0.19	- 0.15	0.03	- 0.05
II ₂	5	- 0.24	- 0.71	0.83	0.12
	8	- 0.17	- 0.61	0.76	- 0.05

Примечание: 1) коэффициенты корреляции, рассчитаны для линейных зависимостей содержания радона в пунктах мониторинга от температуры воздуха (T), атмосферного давления (P), влажности воздуха (U) и энергетического класса наиболее сильного землетрясения (K), произошедшего в день опробования на территории Байкальского рифта;

2) количество значений в выборке для всех случаев корреляционного анализа было равно 20.

Как видно из табл. 4–2, зависимость величины Q от параметров K и U отсутствует. На уровне тенденций для большинства пунктов мониторинга имеет место связь содержания радона с величинами температуры воздуха и атмосферного давления, причем в первом случае она обратная, а во втором – прямая. Для параметра P подобные зависимости были установлены при анализе результатов мониторинга водного радона на

Кавказе [Tsvetkova, Przylibski, Nevinsky et al., 2005], а для температуры – в Венгрии и Турции [Smetanova, Holy, Mullerova et al., 2010; Erdogan, Eren, Demirel et al., 2013]. Особенностью наших результатов является закономерное увеличение коэффициентов корреляции у рассматриваемых зависимостей для источников с бóльшим содержанием радона. Так, для источников из группы Π_2 существование связи параметра Q с величинами T и P можно считать установленной.

Дополнительно проведенный корреляционный анализ физико-химических характеристик подземных вод вкуче с внешними и внутренними факторами окружающей среды и параметрами Q различных источников подтвердил объективность рассматриваемой кластеризации и позволил уточнить, что из первых трех выявленных кластеров наибольшие коэффициенты корреляции наблюдаются между величинами из 1-го и 2-го кластеров. Кроме того, установлено, что параметр Q характеризуется прямой связью с водородным показателем и атмосферным давлением, а также обратной – с атмосферной влажностью, атмосферной температурой, дебитом источника и температурой воды, что подтверждает выявленные графическим методом закономерности.

Отрицательный результат коррелирования параметров Q и K для региона, частично относящегося к активному Байкальскому рифту, не свидетельствует об отсутствии влияния внутренних факторов на содержание радона в подземных водах рассматриваемой территории. Причиной полученного результата, по-видимому, является сравнительно низкая сейсмическая активность в течение периода мониторинга. Так, в регионе не происходили сильные землетрясения, с которыми обычно связаны значимые изменения напряженного состояния породного массива. Подобные вариации отражаются на содержании радона в подземных водах сейсмоактивных регионов мира [Toutain, Baubron, 1999; Ghosh, Deb, Ranjan et al., 2011; Woith, 2015] и, следовательно, в каком-то виде должны проявляться в источниках Южного Приангарья. Перспективы прогнозных

исследований в Байкальском регионе связаны с продолжением мониторинга, а также с использованием в корреляции с Q комплекса параметров, более полно отражающих сейсмическую активность и медленные деформации в зонах обводненных разломов.

Интерпретация результатов корреляции содержания радона с метеопараметрами основывается на сезонных изменениях погоды в Прибайкалье, т.к. они отчетливо проявлены на всех полученных графиках (рис. 4–9). Радиоактивность подземных вод в целом повышается зимой и понижается летом, хотя в отдельные годы (2014 г.) и у некоторых водопунктов (№ 1 – 3) этот тренд проявлен менее отчетливо. Максимальные значения для температуры воздуха имеют место летом, а для величин атмосферного давления и влажности воздуха – зимой (см. серые полосы на рисунке). Синхронность сезонных изменений метеопараметров в меньшей степени свойственна влажности и отчетливо проявлена для вариаций температуры и давления, которые происходят в противофазе. Эти два параметра, как правило, имеют значимые взаимосвязи с величиной Q , причем коэффициенты корреляции характеризуются близкими значениями для отдельного источника (табл. 4–2). Следовательно, сезонные вариации содержания растворенного газа в подземных водах Южного Прибайкалья определяются именно температурой и давлением.

В метеорологическом отношении ведущая роль в установленных связях принадлежит температуре воздуха. В климатических условиях Прибайкалья ее сезонное влияние на содержание радона в подземных водах осуществляется опосредованно и обусловлено тремя основными причинами. Во-первых, уменьшение значений T приводит к снижению температуры воды, а значит, – к повышению растворимости радона, т.к. два последних параметра связаны обратной зависимостью [Erdogan, Eren, Demirel et al., 2013; Schubert, Paschke, Lieberman et al., 2012].

Во-вторых, зимой в Прибайкалье при отрицательных температурах не происходит снижения концентрации радона в близповерхностных подземных водах за счет

разбавления атмосферными осадками, что имеет место в дождливый летний период. Косвенным признаком существования рассматриваемой причины сезонных вариаций Q следует считать летнее повышение и зимнее снижение дебита у источников подземных вод в регионе.

В-третьих, зимнее промерзание верхнего слоя грунтов в климатических условиях Сибири повсеместно препятствует свободному выходу радона в атмосферу. Это приводит к его вынужденному накоплению в подземных водах, которые транспортируют радиоактивный газ по разломам к поверхности. Важное свидетельство влияния описываемого сезонного фактора на концентрацию радона – смещение максимумов величины Q к началу весны (концу межлетнего периода), когда, несмотря на повышение температуры воздуха, глубина промерзания почвы в регионе является наибольшей (рис. 4–9). Разная степень выраженности данного эффекта у различных кривых может быть связана, во-первых, со спецификой промерзания грунтов на локальном участке и, во-вторых, с типом конкретного водопроявления.

Именно второй фактор может быть причиной более тесных связей величины Q с температурой и давлением у глубоких приразломных источников (группа II), несмотря на, казалось бы, большую подверженность атмосферному влиянию близповерхностных водопроявлений (группа I) (табл. 4–2). Данная закономерность объясняется разным воздействием атмосферной нагрузки на близповерхностные поровые коллекторы грунтовых вод и трещинные коллекторы глубоких трещинно-жильных вод. В первом случае радон беспрепятственно растворяется в воде, и вариации параметра P практически не влияют на его концентрацию. Во втором случае часть газа находится в полостях трещин, и повышение атмосферного давления «выжимает» его в подземные воды, которые переносят радон по разломам к поверхности. Таким образом, вариации величины P более заметно влияют на радиоактивность водопроявлений из второй группы и в меньшей степени – на содержание радона в близповерхностных источниках из группы I.

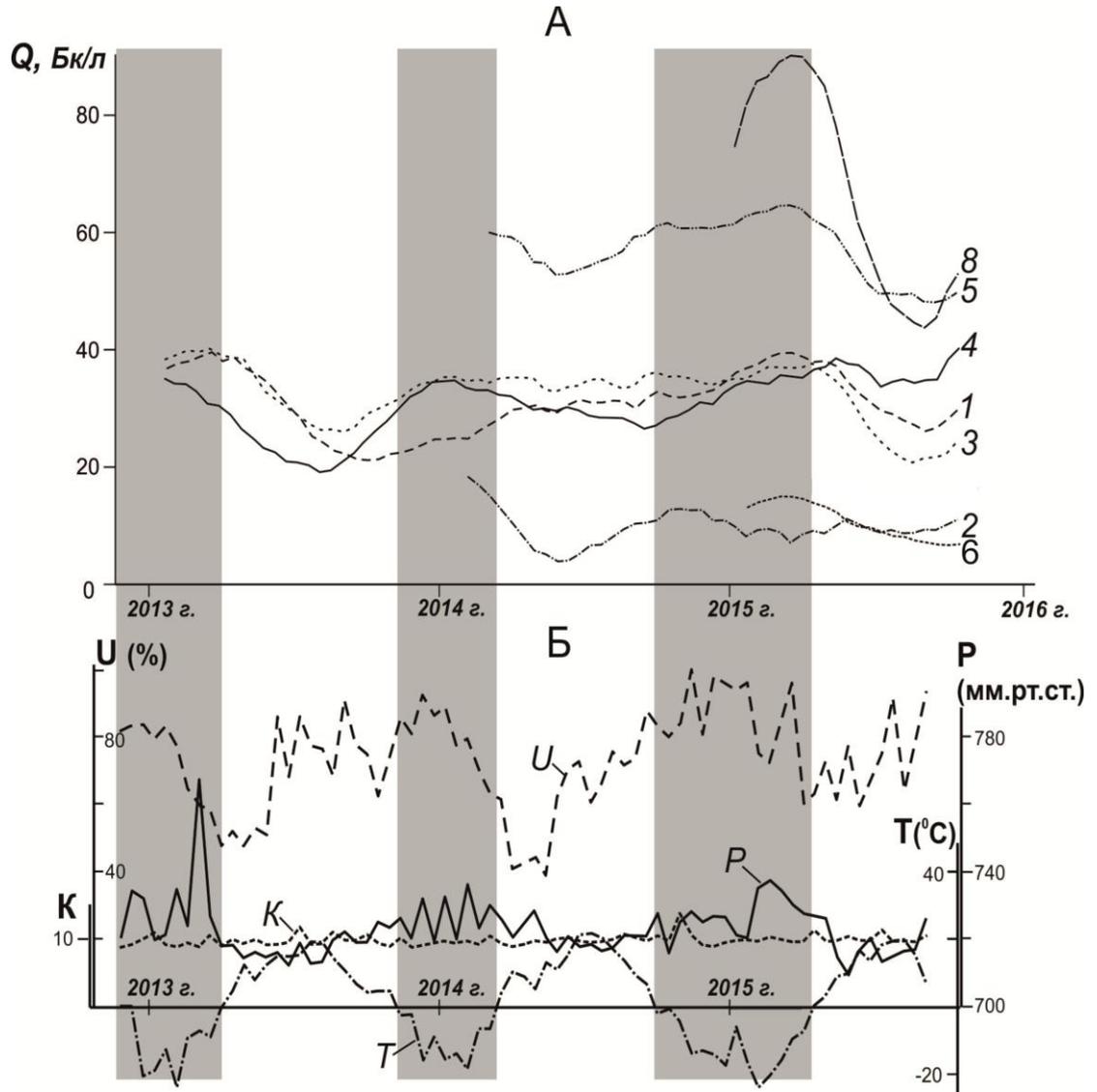


Рис. 4–9. Тренды изменений содержания радона (Q) в семи водопунктах Южного Приангарья – А, в сравнении с вариациями атмосферного давления (P), температуры (T) и влажности воздуха (U), а также энергетического класса наиболее сильного землетрясения (K), произошедшего в день опробования на территории Байкальского рифта – Б.

Полосы серого цвета – периоды времени с $T < 0$.

Таким образом, вариации параметра Q в водоисточниках Южного Приангарья имеют колебательный характер и происходят под действием главным образом внешних факторов, ведущим из которых является изменение температуры воздуха. Сезонный тренд для радиоактивности подземных вод проявляется в понижении содержания радона в летний период и его повышении зимой со смещением максимума к периоду межени. Тренд хорошо выражен у глубоких приразломных источников из группы II, и менее

отчетливо – у близповерхностных водопроявлений, что связано с различием условий их формирования.

4.3.4. Иерархическая схема взаимных связей факторов, влияющих на флуктуации радонового поля во времени

На основе результатов проведенного анализа была предложена схема иерархических связей изучаемых параметров (рис. 4–10). Во внимание принимались только факторы, влияние которых на колебания радиоактивности подземных вод во времени достаточно четко установлено несколькими видами анализа и является не опосредованным.

Согласно предложенной иерархии, среди внешних факторов, превалирующее влияние на концентрацию радона оказывает температура атмосферного воздуха (см. рис. 4–10, I). На следующей ступени находится атмосферное давление, которое, при неизменной высоте опробования над уровнем моря, зависит только от температуры воздуха. На той же ступени иерархии располагается температура грунта, находящаяся в непосредственной зависимости от температуры атмосферного воздуха (рис. 4–10, II). Температура грунта, в свою очередь, оказывает непосредственное влияние на температуру воды, зависящую от температуры атмосферного воздуха, а также на дебит конкретного источника, через прекращение питания подземных вод поверхностным стоком в период зимней межени (рис. 4–10, III).

Рассмотрим каждый из представленных факторов отдельно. Влияние атмосферного давления на флуктуации параметра Q во времени описывается законом Генри, согласно которому растворимость газа в данной жидкости прямо пропорциональна давлению этого газа над раствором, – следовательно, чем выше давление, тем выше концентрация радона. Следующий фактор, оказывающий непосредственное влияние на колебания радоновых концентраций – температура грунта. Промерзание верхней части разреза в зимний период препятствует свободному выходу радиоактивного газа на поверхность, вследствие чего

радон накапливается в приповерхностном слое и, растворяясь в подземных водах, выходит на дневную поверхность вместе с водой из родников. Хорошая растворимость радона в холодных растворах делает еще одним важным фактором, оказывающим влияние на концентрацию этого газа, температуру воды опробуемого источника, которая неразрывно связана с температурой горных пород (коллектора). Отдельно следует отметить влияние дебита источников на концентрацию радиоактивного газа. При увеличении дебита происходит увеличение скорости потока подземных вод, как следствие, единица объема радиоактивной породы омывается большим количеством воды за единицу времени при неизменной интенсивности эманирования. Также в паводковые периоды имеет место разбавление подземных вод за счет поверхностного стока и атмосферных осадков, не обладающих радиоактивностью.

Из эндогенных факторов, оказывающих влияние на колебания радонового поля во времени, в предложенную схему вошел энергетический класс сейсмических событий (K), происходящих в пределах изучаемой территории. Определение степени и характера влияния сейсмичности на концентрацию растворенного радона являлось наиболее сложной из представленных задач. В первую очередь это связано с отсутствием крупных событий в пределах региона за период проведения мониторинговых исследований, значительной удаленности от мест опробования и неравномерности пространственного распределения очагов землетрясений, а также хаотичного распределения таких событий во времени. Вышеперечисленные особенности делают математическое доказательство существования взаимосвязи энергетического класса землетрясений с радиоактивностью подземных вод трудновыполнимой задачей. Таким образом, подтверждением существования такой связи могут выступать единичные изменения концентрации растворенного радона до, во время и после сейсмического события. В качестве такого примера предлагается рассмотреть снижение концентрации растворенного радона после землетрясения (дата – 16.03.2018, время – 04:28:38, широта – 52.05, долгота – 105.65,

энергетический класс – 11.2). Описываемое событие совпало с днем проведения мониторингового обследования. Анализ проб воды, отобранных за час до сейсмического события, показал стандартные для исследуемых источников концентрации, характерные для данного сезона года. Однако дополнительно проведенное опробование через сутки после землетрясения выявило снижение концентрации радиоактивного газа практически во всех опробуемых водопунктах примерно на 17% от стандартных значений. Вероятнее всего механизм таких изменений концентрации радиоактивного газа, растворенного в воде, заключается в том, что в процессе разрушения массива пород под действием упругой деформации наблюдается активное трещинообразование, а также раскрытие пустот, вследствие чего радон, растворенный в подземных водах, переходит в свободное состояние, понижая тем самым концентрацию в воде. Подобный «сценарий» описан в некоторых работах, посвященных исследованиям в различных регионах мира [Уткин, Мамыров, Канн и др., 2006; Tsunomori, Kuo, 2010], что позволяет судить о существовании взаимосвязи параметра Q и эндогенного фактора K .

Исходя из предложенной схемы, можно заключить, что изменения концентрации растворенного радона обусловлены совокупным воздействием ряда внешних и внутренних факторов, среди которых: атмосферная температура; температура грунта; температура воды; атмосферное давление; дебит источника; энергетический класс сейсмических событий. Важной особенностью предложенной схемы является то, что она вписывается в общую концепцию современных представлений о данном вопросе.

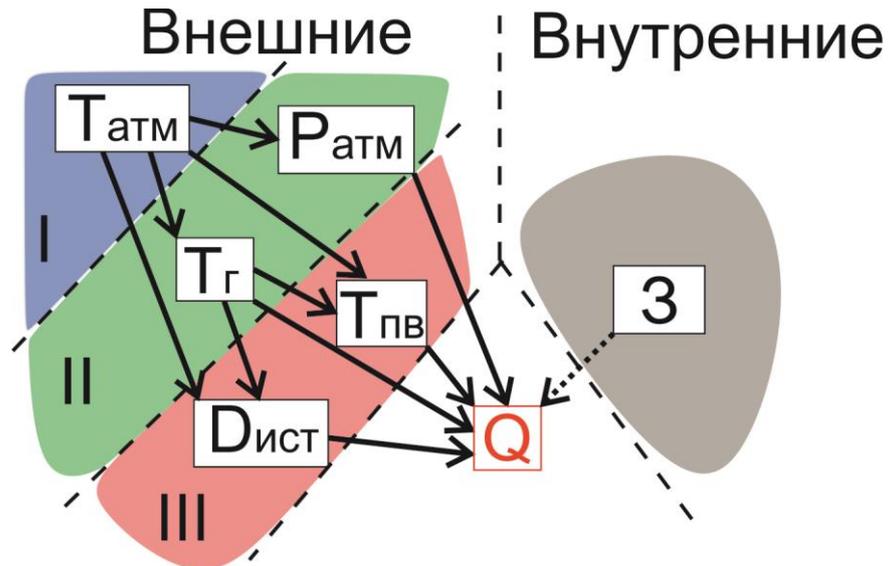


Рис. 4–10. Иерархическая схема связей факторов, оказывающих влияние на радиоактивность подземных вод:

$T_{\text{атм}}$ – температура атмосферного воздуха; $T_{\text{г}}$ – температура вмещающих пород; $P_{\text{атм}}$ – атмосферное давление; $D_{\text{ист}}$ – дебит источника; $T_{\text{пв}}$ – температура подземных вод; Z – сейсмические события различного энергетического класса; Q – объемная активность радона, растворенного в подземных водах; I–III – ступени иерархических связей.

4.4. Прогнозные оценки концентраций радона в подземных водных объектах

Периодический характер колебательных изменений радоновой активности во времени предполагает возможность количественного прогнозирования этой величины. Для этого, на основе массивов данных о флуктуациях параметра Q , полученных за шесть лет мониторинговых исследований, разработана прогностическая модель расчета концентрации растворенного в подземных водах радона.

Представление разнотипных оценок параметра Q в процентном соотношении позволило анализировать их в рамках одной выборки. За сто процентов принято максимальное среднемесячное значение Q в воде для каждого источника. Прогнозное значение находится из пропорции (4.1):

$$\frac{Q_1[\%]}{Q_2[\%]} = \frac{Q_{\text{факт}}[\text{Бк/л}]}{Q_{\text{расч}}[\text{Бк/л}]}, \quad (4.1)$$

где $Q_1[\%]$ – среднее значение Q на месяц, когда был произведен фактический замер, в процентном соотношении от максимального, $Q_2[\%]$ – среднее значение Q на месяц, для которого необходимо сделать прогноз, в процентном соотношении от максимального, $Q_{\text{факт}}[\text{Бк/л}]$ – результат фактического измерения количества радона в воде, $Q_{\text{расч}}[\text{Бк/л}]$ – искомое прогнозное значение.

Применение предложенной пропорции позволило сделать прогноз для всех пунктов мониторинга на год (рис. 4–11). Расчет производился на основе результатов единичного опробования. Количественный анализ теоретических и фактических данных показал, что сходимость прогноза в среднем составила 80%. Из 92 полученных значений в 6-ти точность расчета составила менее 60%, в 17 случаях колебалась от 60 – 80% и в оставшихся 69 точность прогноза превысила 80%. Такой уровень достоверности теоретических расчетов подтверждает кондиционность разработанной модели (рис. 4–12).

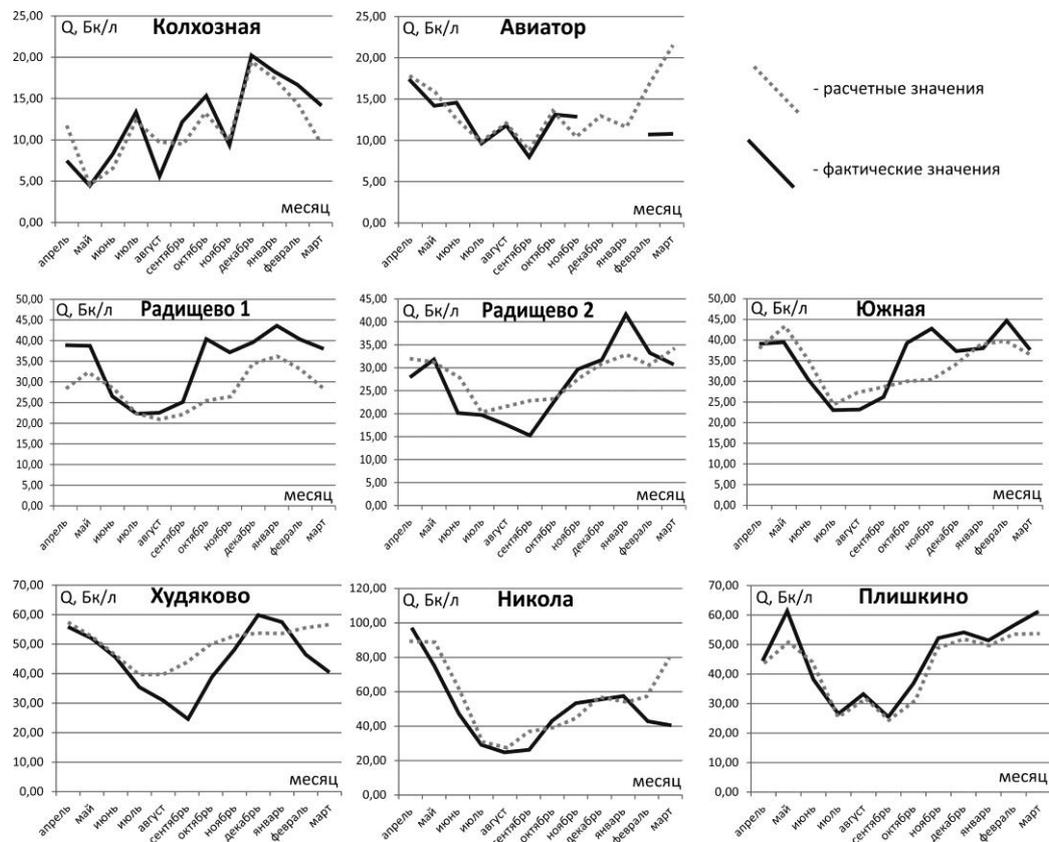


Рис. 4–11. Графики изменения объемной активности растворенного радона в пунктах мониторинга в сравнении с графиками прогнозных значений (апрель 2016 – март 2017 гг.).

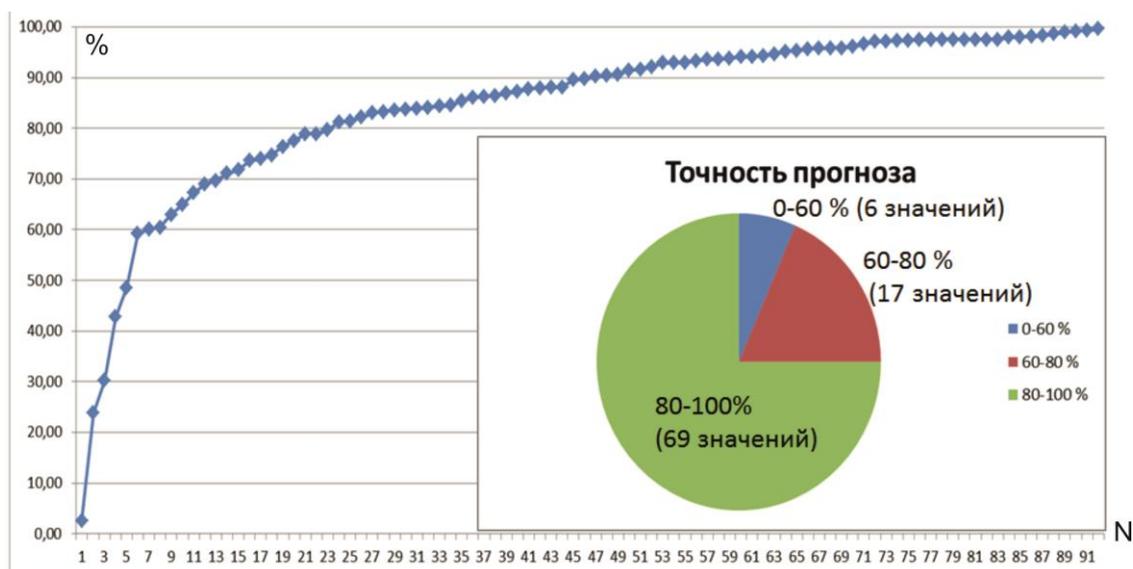


Рис. 4–12. Процентные показатели точности прогноза, выстроенные в порядке возрастания.

* * *

Проведенное исследование флуктуаций радонового поля во времени позволило сделать следующие выводы:

1. На основе предложенных по результатам площадных исследований критериев была организована мониторинговая сеть, состоящая из 8 источников подземных вод. Каждодневное опробование в течение месяца источника «Южная», включенного в мониторинговую сеть, позволило разработать методическую основу мониторинга. В результате первого этапа исследований была сформирована значительная база данных, включающая в себя: 1) дату отбора пробы; 2) концентрацию растворенного радона; 3) температуру воды; 4) *pH* показатель; 5) показатель электропроводимости; 6) показатель жесткости воды; 7) дебит – для каждого опробуемого источника. Кроме того в полученный массив добавлена информация о температуре воздуха, атмосферном давлении, атмосферной влажности, коэффициентах сейсмических событий, произошедших в исследуемом регионе. Массивы числовой информации для каждого конкретного источника выстроены последовательно, в порядке проведения опробования.

2. Анализ рядов шестилетних измерений показал, что подземные воды опробованных источников Иркутского района по содержанию радона могут быть отнесены к нерадоновым. По физико-химическим параметрам исследуемые источники, согласно существующим классификациям, относятся к холодным и *pH*-нейтральным с разной степенью жесткости («жесткая» вода в источнике «Колхозная», «жестковатые» воды в источниках «С1», «С2», «С3», «Плишкино», «Никола», «Авиатор», «мягкая» вода в источнике «Худяково»). Анализ рядов мониторинга показал, что изучаемые характеристики непостоянны в пространстве и времени. Колебание концентрации растворенного газа составляет 30 – 60 % от средней величины в опробуемом источнике. Показатели разности физико-химических характеристик составили от 10 % (ΔpH) до 87.82 % (ΔD).

3. Изученные за период опробования водопункты можно по величине $Q_{\text{ср}}$ разделить на три группы: 1-я – $Q_{\text{ср}} \approx 15$ Бк/л, 2-я – $Q_{\text{ср}} \approx 30$ Бк/л и 3-я – $Q_{\text{ср}} \approx 60$ Бк/л. Предполагаемой причиной отличия рядов измерений параметра Q , полученных для источников из разных групп, являются условия питания и формирования подземных вод.

4. Согласно результатам кластерного анализа рядов данных параметра Q , исследуемые источники по средней концентрации радона в воде делятся на три группы: 1-я группа $Q_{\text{ср}} \approx 15$ Бк/л; 2-я группа $Q_{\text{ср}} \approx 30$ Бк/л; 3-я группа $Q_{\text{ср}} \approx 60$ Бк/л. Наиболее тесная межкластерная связь в данном случае наблюдается между второй и третьей группами, что связано, вероятнее всего, с условиями формирования источников (питание за счет глубинных вод).

5. Согласно результатам Фурье-анализа, выявлено четыре основных вида гармоник: 1-го порядка (365 дней), 2-го порядка (180 дней), 3-го порядка (126 дней) и 4-го порядка (30 дней). Гармоники по-разному представлены в кривых различного типа, что свидетельствует о сложных взаимоотношениях факторов, выявлению которых будут посвящены дальнейшие целенаправленные исследования.

6. Объемная активность растворенного радона в источниках подземных вод, приуроченных к разломным зонам, имеет устойчивую зависимость от времени года. В меженные периоды происходит повышение концентрации радиоактивного газа, а в паводковые – ее понижение. Главными факторами, определяющими сезонные флуктуации радиоактивности подземных вод, являются атмосферное давление, температура воздуха, условия питания, формирования и водообмена.

7. Предложена схема иерархических связей, согласно которой внешние и внутренние факторы, оказывающие влияние на параметр Q источника подземных вод, распределены по степени и характеру оказываемого влияния. К внешним относятся: температура окружающей и геологической сред (атмосферного воздуха, вмещающих пород, воды источника); атмосферное давление; дебит. Внутренние факторы представлены энергетическими классами сейсмических событий (K), происходящих в регионе.

8. Разработана и применена модель прогнозирования концентрации растворенного радона в источниках подземных вод. Количественный анализ результатов прогнозирования показал, что сходимость прогноза, в среднем, составила 80%.

Заключение

В основу диссертации положен фактический материал, полученный в результате проведения на территории Байкальского рифта комплекса работ с применением геофизических и гидрогеохимических методов для исследования разнотипных и разноранговых разломных зон. В его состав вошли работы с применением мобильных GPS устройств и использованием результатов дешифрирования космоснимков, площадная эманационная съемка, а также режимные наблюдения за объемной активностью радона в подземных водах. Методика мониторинговых исследований, как ключевого метода исследования флуктуаций радонового поля во времени, была разработана согласно решаемым задачам на основе проведенных натуральных экспериментов и опыта предшественников.

Комплексный анализ полученных результатов позволил сделать следующие основные выводы, характеризующие радоновую активность обводненных разломных зон Байкальского рифта и смежной платформенной территории.

1. Концентрация радона в подземных водах Байкальского рифта изменяется в пределах от около нулевых значений до 4862 Бк/л, причем Прибайкалье является зоной распространения вод с относительно низким содержанием ^{222}Rn , которая отделяет области проявления радоновых вод, представляющие северо-западную и юго-восточную части Байкальского региона.

2. По радиоактивности подземные воды делятся на семь групп, причем в пределах Байкальского рифта подавляющее большинство водопроявлений характеризуется первыми тремя: группа I – $Q \leq 15$ Бк/л, группа II – $16 \leq Q \leq 99$ Бк/л, группа III – $100 \leq Q \leq 184$ Бк/л. Для Прибайкалья к фоновым относятся значения, соответствующие первой группе, а в Забайкалье фон определен концентрациями из второй, что объясняется наличием магматических пород с повышенным содержанием урана. Аномальные уровни радоновой активности в подземных водах также отличаются: для Прибайкалья это

водопроявления из второй группы, а для Забайкалья – из третьей и источники, относящиеся к собственно радоновым, – наличие аномалии чаще всего связано с приуроченностью подземных вод к разломной зоне.

3. Радоновая активность обводненных разломных зон Байкальского рифта меняется неравномерно вкrest и вдоль их простирания. В первую очередь это выражается в повышении концентрации растворенного радона от крыльев к приосевой части дизъюнктива (радоновая аномалия, как правило, смещена в сторону висячего крыла). Во вторых неоднородность радонового поля проявляется в существовании участков повышенных и пониженных концентраций вдоль оси разломной зоны, что связано с неравномерной плотностью оперяющих разрывных нарушений.

4. Водопроявления, по концентрации растворенного радона, относящиеся к первой и второй группам, в силу своей распространенности на исследуемой территории представляются объективным выбором в качестве пунктов для организации и проведения мониторинговых исследований. Источники, относящиеся к третьей группе также пригодны для подобных работ, однако в пределах представленного региона практически не встречаются.

5. Анализ мониторинговых рядов шестилетних измерений показал, что подземные воды опробованных источников Иркутского района по содержанию радона могут быть отнесены к нерадоновым. По физико-химическим параметрам исследуемые водопункты, согласно существующим классификациям, относятся к холодным и *pH*-нейтральным с разной степенью жесткости (от «жесткой» воды в источнике «Колхозная», до «мягкой» источнике «Худяково»). Анализ рядов мониторинга показал, что изучаемые характеристики непостоянны в пространстве и времени. Колебание концентрации растворенного газа составляет 30 – 60 % от средней величины в опробуемом источнике. Показатели разности физико-химических характеристик составили от 10 % (ΔpH) до 87.82 % (ΔD).

6. Объемная активность растворенного радона в источниках подземных вод, приуроченных к разломным зонам, имеет устойчивую зависимость от времени года. Главными факторами, оказывающими влияние на флуктуации радиоактивности подземных вод во времени являются атмосферное давление, температура воздуха, условия питания и формирования, а также защищенность подземных вод. Вследствие чего наблюдается повышение концентрации в меженные периоды и понижение в паводковые.

7. Разработана и применена модель прогнозирования концентрации растворенного радона в источниках подземных вод. Количественный анализ результатов прогнозирования показал, что сходимость с действительными замерами, в среднем, составила 80 %.

Практическая значимость представленных исследований заключается в проведении комплексного опробования водопроявлений на Территории Байкальского рифта с акцентом на нерадоновые воды, что дает возможность выделить геодинамически или геохимически активные разломные зоны, дать рекомендации о необходимости водоподготовки при использовании источников питьевого водоснабжения, а также выделить перспективные водопункты для организации бальнеологических объектов (наподобие радоновых источников «Нилова пустынь»). Последнее особенно актуально для туристско-рекреационного потенциала юго-западного побережья оз. Байкал, в частности г. Байкальск, где недавно было закрыто градообразующее предприятие – целлюлозно-бумажный комбинат. Отдельно следует отметить значимость таких работ, как основы для выделения эманационных предвестников сильных землетрясений, что представляет особую важность для территорий с повышенной тектонической активностью.

Литература

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. Адушкин В.В., Спивак А.А., Соловьев С.П., Харламов В.А. Инструментальные наблюдения за геофизическими полями Тункинской рифтовой зоны // Институт динамики геосфер РАН. М., 2010. С. 27–42.
3. Александров В.К., Демин А.В., Мордовская Т.В., Таскин А.П., Хренов П.М., Лебедев С.П. Карта разломов юга Восточной Сибири. Масштаб 1: 1 500 000. Под ред. Хренова П.М. ВОСТСИБНИИГиМС. 1982. 6с.
4. Анисимова О.В. Новейшие зоны повышенной проницаемости в районе Ивановского водохранилища (Тверская область) по данным газовых съемок // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли: Материалы XXXIX Тектонического совещания. Том 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 18–21.
5. Байкальский филиал геофизической службы [электронный ресурс]. 2018. – Режим доступа: <http://seis-bykl.ru/>. Заглавие с экрана. (Дата обращения 06.09.17).
6. Басеняц М.М., Кучмин О.А., Рудаков В.П. Некоторые особенности динамики поля подпочвенного радона а условиях прогностического полигона Армении // Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле. 1988. Т.41. №1. С. 65–67.
7. Бобров А.А. Структура разломных зон земной коры по данным радоновой съемки: на примере Западного Прибайкалья и Южного Приангарья: дис. канд. геол.-мин. наук: 25.00.03 Бобров Александр Анатольевич; [Ин-т земной коры СО РАН]. Иркутск, 2010. 130 с.
8. Борняков С.А., Шерман С.И. Многоуровневая самоорганизация деструктивного процесса в сдвиговой зоне (по результатам физического моделирования) // Физическая механика. 2000. Т. 3. №4. С. 107–115.

9. Борняков С.А., Семинский К.Ж., Буддо В.Ю., Мирошниченко А.И., Черемных А.В., Черемных А.С., Тарасова А.А. Основные закономерности разломообразования в литосфере и их прикладные следствия (по результатам физического моделирования) // Геодинамика и тектонофизика. 2014. №5(4). С. 823–861.
10. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. №7. С. 555–571.
11. Власов Н.А., Ткачук В.Г., Толстихин Н.И. Минеральные воды Южной части Восточной Сибири. В 2 т. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1. 346 с. Т. 2. 198 с.
12. Волков С.Н. Вокруг Байкала. Иркутск: РИКО, 2000. 280с.
13. ГОСТ Р 51232-98 Вода питьевая. Общие требования к организации и методам контроля качества. М.: Госстандарт России, 1998. 18 с.
14. Готтих Р.П. Радиоактивные элементы в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1980. 253 с.
15. Гулябянц Л.А., Заболотский Б.Ю. Мощность «активного» слоя грунта при диффузионном переносе радона в грунтовом основании здания. АНРИ. 2001. №4(27). С. 38–40.
16. Гулябянц Л.А., Заболотский Б.Ю. Сезонная вариация потока радона из грунта и оценка радоноопасности площади застройки // АНРИ. № 4. 2004. С. 46–50.
17. Гудзенко В.В., Чайковский М.М., Шестопапов В.М. Об исследовании разгрузки подземных вод в реки с помощью радона // Радиоизотопные методы исследований и гидрогеологии. Киев: Наук. Думка, 1975. С. 46–50.
18. Гудзенко В.В., Дубинчук В.Т. Изотопы радия и радон в природных водах. М.: Наука, 1987. С. 20–21.
19. 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. 2002. Т. 43 № 2. С. 128–141.

20. Защита от радона-222 в жилых зданиях и на рабочих местах. Публикация 65 МКРЗ: Пер. с англ. М.: Энергоатомиздат, 1995.

21. Зорин Ю.А., Туруганов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 7. С. 685–699.

22. 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.

23. Каган М.С. Содержание радона, радия, урана и мезотория-1 в минеральных источниках Ростовской области // Геохимия, 1967. №7. С. 842–849.

24. Карта прогнозной радоноопасности Ленинградской области [Электронный ресурс] / Российский геоэкологический центр. 2004. Режим доступа: <http://www.rgesc.ru/articles/>. Заглавие с экрана. (Дата обращения 12.12.16).

25. Карта прогнозной радоноопасности Санкт-Петербурга. [Электронный ресурс] / Официальный портал администрации Санкт-Петербурга. 2001. Режим доступа: <http://old.gov.spb.ru/gov/admin/otrasl/ecology/maps>. Заглавие с экрана. (Дата обращения 06.09.17).

26. Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Саньков В.А., Ясеновский А.А., Андрулайтис Л.Д. Геохимическая активность разломов Байкальской рифтовой зоны (ртуть, радон и торон) // Доклады АН. 2006. Т. 409. № 3. С. 389–393.

27. Козлова И.К., Юрков А.К. Методические вопросы измерения содержания радона-222 в почвенном воздухе при мониторинговых наблюдениях // Уральский геофизический вестник. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. № 7. С. 31–34.

28. Коловрат-Червинский Л.С. О выделении эманаций из твердых и расплавленных солей, содержащих радий // Тр. Радиевой экспедиции Акад. наук. Петроград. 1918. №9. С. 24–37.
29. Комплекс измерительный для мониторинга радона «Камера-01». Руководство по эксплуатации. М.: НТЦ «Нитон». 2003. 24 с.
30. Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С. Недр Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
31. Кулаков И.Ю. Трехмерные сейсмические неоднородности под Байкальским регионом по данным локальной и телесеismicческой томографии // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 3. С. 317–331.
32. Куликов Г.В., Желваков А.В., Бондаренко С.С. Минеральные лечебные воды СССР: Справочник. М.: Недра, 1991. 399 с.
33. Леви К.Г., Аржанникова А.В., Буддо В.Ю., Кириллов П.Г., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ружич В.В., Саньков В.А. Современная геодинамика Байкальского рифта // Разведка и охрана недр. 1997. № 1. С. 10–20.
34. Логачев Н.А., Флоренсов Н.А. Байкальская система рифтовых долин // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 19–29.
35. Логачев Н.А., Борняков С.А., Шерман С.И. О механизме формирования Байкальской рифтовой зоны по результатам физического моделирования // ДАН. 2000. Т. 373. № 3. С. 388–390.
36. Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391–406.
37. Ломоносов И.С., Кустов Ю.И., Пиннекер Е.В. Минеральные воды Прибайкалья. Иркутск: Вост.-Сиб кн. изд-во, 1977. 224 с.

38. Лопатин М.Н. Вариации концентраций растворенного радона в подземных водах Южного Прибайкалья при подготовке и реализации очагов землетрясений // Стрoение литосферы и геодинамика: Материалы XXVI Всероссийской молодежной конференции. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2015. С. 108–109.
39. Макаров В.И., Бабак В.И., Дорожко А.Л., Бондаренко В.М., Демин Н.В. Влияние структурно-геологических особенностей на распределение концентраций подпочвенного радона и радона в подвалах жилых зданий (на примере района Чертаново г. Москвы) // Геоэкол. Инж. геол. Гидрогеол. Геокриол, 2003. № 2. С. 139–152.
40. Максимовский В.А., Решетов В.В., Харламов М.Г. Карта радоноопасности России. Масштаб 1:10 000 000. Под ред. Смылова А.А. М.,Пб.: СПбГГИ. 1995. 1с.
41. Маренный А.М., Цапалов А.А., Микляев П.С., Петрова Т.Б. Закономерности формирования радонового поля в геологической среде. М.: Изд. «Перо», 2016. С.23–25.
42. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с.
43. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Механизмы очагов землетрясений Байкальского региона за 1991– 1996 гг. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1598–1607.
44. Минеральные воды южной части Восточной Сибири. Под ред. Ткачук В.Г., Толстихина Н.И. М.: Изд-во академии наук СССР, 1961. 350 с.
45. Мясников А.А., Самович Д.А., Кокарев А.А., Гаврилов Л.П. Ураноносность и радиационно-экологическая обстановка территории юга Восточной Сибири // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека. Томск: STT, 2009. С. 398–403.
46. Новиков Г.В. Радиометрическая разведка. Л.: Недра. 1989. 406 с.

47. Павлов С.Х., Чудненко К.В., Голубев В.А., Оргильянов А.И., Бадминов П.С., Крюкова И.Г. Геологические факторы и физико-химические процессы формирования подземных вод Тункинской впадины // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 221–248.
48. Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1972. 288 с.
49. Плюснин А.М., Астахов Н.Е., Перязева Е.Г. Радон в поверхностных и подземных водах Забайкалья: условия и закономерности растворения // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека. Томск: STT, 2009. С. 444–448.
50. Попов В.Г. Основные итоги деятельности государственного предприятия “Сосновгеология” // Разведка и охрана недр. 2004. №8–9. С.57–59.
51. Пруткина М.И., Шашкин В.Л. Справочник по радиометрической разведке и радиометрическому анализу. М.: Энергоатомиздат. 1984. 168 с.
52. Радзиминович Н.А. Глубины очагов землетрясений Байкальского региона: обзор // Физика Земли. 2010. № 3. С. 37–51.
53. Радиометр радона портативный РРА-01М-03. Руководство по эксплуатации. М: НПП «Доза», 2001, 34 с.
54. Расписание погоды – Rp5.ru [электронный ресурс]. 2018. – Режим доступа: <http://rp5.ru/>. Заглавие с экрана. (Дата обращения 12.07.18).
55. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 288 с.
56. Рундквист Д.В., Соболев П.О., Ряховский В.М. Отражение активности различных типов разломов Байкальской рифтовой зоны в сейсмичности // ДАН. 1999. Т. 366. № 6. С. 823–825.
57. Рудаков В.П. К вопросу о мониторинге почвенного радона на прогностических полигонах. Геология и геофизика. 1985. №1. С.63–68.

58. Рудаков В.П. Эманационный мониторинг гео среди процессов. М.: Научный мир. 2009. 176 с.
59. Ружич В.В. Сейсмодеструкционная деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.
60. СанПиН 2.6.1.2523-09 «Нормы радиационной безопасности (НРБ-99/2009)», п.5.3.2, п.5.3.3. Изд-во ТД ЦОТ, 2009.
61. СанПиН 2.6.1.2800-10 «Требования радиационной безопасности при облучении населения природными источниками ионизирующего излучения», п.4.2.6, п.4.2.7. Изд-во ТД ЦОТ, 2010.
62. Саньков В.А., Днепровский Ю.И., Коваленко С.Н., Борняков С.А., Гилева Н.А., Горбунова Н.Г. Разломы и сейсмичность Северо-Муйского геодинамического полигона. Новосибирск: Наука, 1991. 111 с.
63. Самосюк И.З., Федоров С.Н., Думин П.В. Радонотерапия: проблемы и перспективы // Укр. мед. часопис. 2000. № 2. С. 119–123.
64. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В. Тектонофизическая характеристика зоны Ангарского разлома (юг Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1252–1262.
65. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003. 244 с.
66. 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. 293 с.
67. Семинский К.Ж., Радзиминович Я.Б. Сейсмичность юга Сибирской платформы: пространственно-временная характеристика и генезис // Физика Земли. 2007. № 9. С. 18–30.

68. Семинский К.Ж., Главные факторы развития впадин и разломов Байкальской рифтовой зоны: тектонофизический анализ // Геотектоника. 2009. № 6. С. 52–69.
69. Сердюкова А.С., Капитанов Ю.Т. Изотопы радона и продукты их распада в природе. 2-е изд. М.: Атомиздат, 1976. 296 с.
70. Сидякин П.А. Влияние различных факторов на концентрацию радона и дочерних продуктов распада в атмосферном воздухе // IV Межвузовская конференция студентов и молодых ученых Волгоградской области, Волгоград, 8 – 11 дек., 1998. Волгоград: Изд-во ВолгГАСА, 1999, С. 19.
71. Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 113–122.
72. СП 2.6.1.2612-10 «Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности (ОСПОРБ – 99/2010)», п.5.1.3. Роспотребнадзор РФ, 2010.
73. Спивак А.А., Кожухов С.А. Пространственно-временные вариации природного радона в подпочвенной атмосфере // Доклады АН. 2004. Т. 394. № 5. С. 686–688.
74. Спивак А.А., Кожухов С.А., Сухоруков М.В., Харламов В.А. Эманация радона как индикатор интенсивности межгеосферных взаимодействий на границе земная кора – атмосфера // Физика Земли. 2009б. № 2. С. 34–48.
75. Спижарский Т.Н. Сибирская платформа. Геологическое строение СССР // Тр. ВСЕГЕИ. Тектоника. Т.3. 1958.
76. Спицын В.И. О механизме выделения эманации радия из радиоактивных минералов и жидкости // Труды по изучению радия и радиоактивных руд. Л., 1926. Т. 2. С. 264–271.

77. Старик И.Е., Меликова О.С., Курбатов В.В. и др. Зависимость эманулирующей способности уранинита по радону, торону и актинону от температуры // Бюл. комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. 1955. Вып. 1. С. 33–44.
78. Старик И.Е. Основы радиохимии. М.–Л.: Изд-во АН СССР. 1960. 459 с.
79. Старик И.Е., Меликова О.С. Эманулирующая способность минералов // Тр. Радиевого ин-та АН СССР. 1967. С. 184–202.
80. Султанходжаев А.Н., Хитаров Н.И. Гидрогеосейсмологические исследования в восточной Фергане. Ташкент: Изд-во Института сейсмологии, 1978. 120 с.
81. Титаева Н.А. Ядерная геохимия. М.: Изд-во МГУ. 2000. 336 с.
82. Титов В.К., Венков В.А., Авдеева Т.Л., Кувшинникова Е.И. Экспозиционные эманационные методы поисков месторождений полезных ископаемых. Л.: Недра, 1985. 132 с.
83. Титов В.К., Черник Д.А., Венков В.А. Методика учета временных вариаций объемной активности радона при проведении обследования помещений // АНРИ. 1996/97. № 3. С. 40–46.
84. Токарева А.Н., Щербаков А.В. Радио-гидрогеология. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 263 с.
85. Тузова Т.В., Алехина В.М., Чалов П.И. Определение скорости подъема напорных подземных вод в зоне разлома по временным вариациям радия-226 // Изв. АН КиргССР. 1977. №2. С. 8–10.
86. Уткин В.И. Радоновая проблема в экологии // Сорос.образ. ж., 2000. Т. 6, № 3. С. 73–80.
87. Уткин В.И., Мамыров Э., Канн М.В., Кривашеев С.В., Юрков А.К., Косякин И.И., Шишканов А.Н. Мониторинг радона при изучении процесса подготовки тектонического землетрясения на северном Тянь-Шане // Физика Земли. 2006. № 9. С. 61–70.

88. 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 // Вулканол. и сейсмол. 1999. № 6. С. 33–43.
89. 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. // Доклады АН. 2003. Т.389. №6. С.810–813.
90. Хитаров Н.И., Войтов Г.И. Твердые приливы и дегазация Земли // Природа. 1982. №3. С. 6–13.
91. Чалов П.И. Изотопное фракционирование природного урана. Фрунзе: Илим, 1975. 236 с.
92. Чердынцев В.В. Содержание радона в водах Татарской АССР // ДАН СССР. 1942. Т. 36. №7. С. 223–224.
93. Шашкин В.Л., Пруткина М.И. Эманирование радиоактивных рудиминералов. М: Атомиздат. 1979. 111 с.
94. Шемьи-Заде А.Э. Трансформации импульсной солнечной активности в пертурбации радона и аэроионные поля планеты. М.: Биофизика, 1992. Т.37. № 4. С. 591–600.
95. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.
96. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
97. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля тектонических напряжений Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. 1989. № 2. С. 101–112.

98. Яковлева В.С., Петракова И.В. Выявление закономерностей в вариационных изменениях объемной активности радона в околоземном слое атмосферы // Проблемы региональной экологии: Докл. по материалам 1-й региональной научно-практической конференции молодежи. Томск, 10 – 12 нояб., 1998. 2000. № 6. С. 135–136.
99. Akerbolm G., Andersson P., Clavensjo B. Soil gas radon – a source for indoor radon daughters // *Radiat. Prot. Dosim.* 1984. V. 7. P. 49–54.
100. Banwell G.M., Parizek R.R. Helium 4 and radon 222 concentrations in groundwater and soil gas as indicators of zones of fracture concentration in unexposed rock // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. P. 355–366.
101. Barliaeva, T., Pudovkin, M., Morozova, A. Variations of the number of weak and strong earthquakes for 1977-1998 years and their possible precursors. // *Phys. Chem. Earth C Sol. Terr. Planet. Sci.* V. 26 (10–12). 2001. P. 801–805.
102. Bonotto, D., Caprioglio, L. Radon in groundwaters from Guaranyaquifer, South America: environmental and exploration implications // *Appl. Radiat. Isot.* 2002. V. 57. P. 931–940.
103. Boukhal H., Cherkaoui T., Lferde M. Radon variation in soil related to the two earthquakes Md 5.2 and 5.3 occurred in Rachidia Province (Morocco) // *Appl. Radiat. and Isotop.* 1995, V. 46. № 6 – 7. P. 641–642.
104. Brace W.F. A note on permeability change in geological material due to stress, *Experimental Studies of Rock Friction with Application to Earthquake Prediction* (ed. Evernden J.F.) / U.S. Geological Survey Open-File Report, 1977.
105. Calais E., Vergnolle M., San'kov V., Likhnev A., Miroshnitchenko A., Amarjargal S., Deverchere J. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994–2002): Implications for current kinematics of Asia // *J. of Geoph. Res.* 2003. V. 108. № B10. P. 2501.

106. Chaudhuri, H., Bari, W., Iqbal, N., Bhandari, R., Ghose, D., Sen, P., Sinha, B. Longrange gas-geochemical anomalies of a remote earthquake recorded simultaneously at distant monitoring stations in India // *Geochem.* 2011. V. 45. P. 137–156.
107. Choubey V.M., Bartarya S.K., Saini N.K., Ramola R.C. Impact of geohydrology and neotectonic activity on radon concentration in groundwater of intermontane Doon Valley, Outer Himalaya, India // *Environmental Geology.* 2001. V. 40 (3). P. 257–266.
108. Choubey, S., Bartarya, S., Ramola, R. Radon in groundwater of eastern Doon valley, outer Himalaya // *Rad. Meas.* 2003. V. 36. P. 401–405.
109. Chung, Y. Radon Variation at Arrowhead and Murrieta Springs: Continuous and Discrete Measurements // *Pure and applied geophysics.* 1984. V. 122. P. 294–308.
110. Ciotoli, G., Voltaggio, M., Tuccimei, P., Soligo, M., Pasculli, A., Beaubien, S., Bigi, S. Geographically weighted regression and geostatistical techniques to construct the geogenic radon potential map of the Lazio region: A methodological proposal for the European Atlas of Natural Radiation // *Journal of Environmental Radioactivity.* 2017. V. 166, P. 355–375.
111. Clement, W.E., Wilkening, M.H. Atmospheric pressure effects on radon transport across the earth-air interface // *J. Geophys. Res.* 1974. V. 79. P. 5025–5029.
112. Cucos, A., Papp, B., Dicu, T., Moldovan, M., Burghel, B., Moraru, T., Tenter, A., Cosma, C. Residential, soil and water radon surveys in north-western part of Romania // *Journal of Environmental Radioactivity.* 2017. V. 166, P. 412–416.
113. De La Cruz, S., Isabelle, M., Mena, M., Monnin, M., Romero, M., Segovia, N., Seidel, J.L., Pialoux, P., Armienta, M.A. Radon emanation related to geothermal faults // *Nucleartracks.* 1986. V. 12. № 1–6, P. 875–878.
114. Dobrovolsky, I., Zubkov, S., Miachkin, V. Estimation of the size of earthquake preparation zones // *Pure Appl. Geophys.* 1979. V. 117. P. 1025–1044.
115. Doser, D.I. Faulting within the eastern Baikal rift as characterized by earthquake studies // *Tectonophysics.* 1991. V. 196. № 1–2. P. 109–139.

116. Dubinchuk, V. Radon as a precursor of earthquakes // Isotopic and geochemical precursors of earthquakes and volcanic eruptions: Proceedings of an Advisory Group Meeting Held in Vienna, 9 – 12 September, 1991. IAEA. 1993. P. 9–22.
117. Duenas, C., Perez, M., Fernandez, M.C., Carretero, J. Radon concentrations in surface air and vertical atmospheric stability of the lower atmosphere // Journal of Environmental Radioactivity. 1996. V. 31. № 1, P. 87–102.
118. Erdogan, M., Eren, N., Demirel, S., Zedef, V. Determination of radon concentration levels in well water in Konya, Turkey // Radiat. Protect. Dosimetry. 2013. V. 156. № 4. P. 489–494.
119. Fanning, K.A., Byrne, R.H., Breland, J.A. et al. Geothermal spring of the west Florida continental shelf: evidence for dolomitization and radionuclide enrichment // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 52, № 2. P. 345–354.
120. Fleischer, R., Dislocation model for Radon response to distant earthquakes // Geoph. Res. Lett. 1981. V. 8 (5), P. 477–480.
121. Flugge, S., Zimtns, K. Die Bestimmung von Korngrossen und von Diffusionskonstanten aus dem Emanationsvermogen // Ztschr. Phys. Chem. 1939. Bd. 42. P. 179.
122. Forkapic, S., Maletic, D., Vasin, J., Bikit, K., Mrdja, D., Bikit, I., Udovicic, V., Banjanac, R. Correlation analysis of the natural radionuclides in soil and indoor radon in Vojvodina, Province of Serbia // Journal of Environmental Radioactivity. 2017. V. 166, P. 403–411.
123. Friedman, H. Continuous spring water radon measurements in Austria and possible relations to earthquakes // State of the Art: Int. Conf. on Earthquake Prediction. 1991. P. 233–240.
124. Friedmann, H., Baumgartner, A., Bernreiter, M., Graser, J., Gruber, V., Kabrt, F., Kaineder, H., Maringer, F., Ringer, W., Seidel, C., Wurm, G. Indoor radon, geogenic radon

surrogates and geology – Investigations on their correlation // *Journal of Environmental Radioactivity*. 2017. V. 166, P. 382–389.

125. Ghosh, D., Deb, A., Ranjan, S., Haldar, S., Sengupta, R. Radon as seismic precursor: new data with well water of Jalpaiguri, India. *NatHazards*, 2011. V. 58. P. 877–889.

126. Guerra, M., Etiope, G. Effects of gas-water partitioning, stripping and channelling processes on radon and helium gas distribution in fault areas // *Geochemical Journal*. 1999. V. 33. P. 141–151.

127. Hauksson, E., Goddard, J. Radon earthquake precursor studies in Iceland // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86, P. 7037–7054.

128. Hermansson H.P., Cyssler J., Akerblom G., Linden A. Geogas – a carrier or a tracer? // *Swedish National Board for spent nuclear fuel: SKN Report*. 1991. V. 51. P. 1–66.

129. Honda, M., Kurita, K., Hamano, Y., Ozima, M. Experimental studies of H₂ and Ar degassing during rock fracturing // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 59. P. 429–436.

130. Iakovleva, V.S., Ryzhakova, N.K. Spatial and temporal variations of radon concentration in soil air // *Radiat. Meas.* 2003. V. 36. № 1–6. P. 385–388.

131. Ioannides, K., Papachristodoulou, C., Stamoulis, K., Karamanis, D., Pavlides, S., Chatzipetros, A., Karakala, E. Soil gas radon: a tool for exploring active fault zones // *Applied Radiation and Isotopes*. 2003. V. 59. P. 205–213.

132. Irina, C., Charles, K., Howard, P., Alfonso, H., Mengistu, L. Radon distribution in domestic water of Texas // *Ground Water*. 1988. Vol. 26. № 5. P. 561–569.

133. Kafri, U. Radon in groundwater as a tracer to assess flow velocities: two test cases from Israel // *Environmental Geology*. 2001. V. 40(3), P. 392–398.

134. King, C.-Y. Episodic radon changes in subsurface soil gas along faults and possible relation to earthquake // *J. of Geophys. Research*. 1980. V. 85. № 6. P. 3065–3078.

135. King, C.-Y., Walkingstick, C., Basler, D. Radon in soil gas along active faults in Central California // Field studies of radon in rock, soil and water: U.S. Geological survey bulletin. Gunderon L. and Wanty R. editors. 1991. P. 77–133.
136. King, C.-Y., Zhang, W., King, B.-S. Radon anomalies on three kinds of faults in California // Pure and Applied Geophysics: PAGEOPH. 1993. V. 141(1). P. 111–124.
137. Klusman, R.W., Webster, J.D. Meteorological noise in crustal gas emission and relevance to geochemical exploration // J. Geochem. Explor. 1981. V. 15. P. 61–86.
138. Kovach, E.M. An experimental study of the radon-content of soil-gas // Trans. Am. Geophys. Union. 1944. V. 25. P. 563–571.
139. Kovach, E.M. Meteorological influence upon the content of soil-gas // Trans. Am. Geophys. Union. 1945. V. 26. P. 241–248.
140. Kovach, E.M. Diurnal variations of the radon-content of soil-gas // Terrestrial Magnetism and Atm. Elect. 1946. V. 51. P. 45–56.
141. Kuo, T., Fan, K., Kuochen, H., Han, Y., Chu, H., Lee, Y. Anomalous decrease in groundwater radon before the Taiwan M6.8 Chengkung earthquake // Journal of Environmental Radioactivity. 2006. V. 88. P. 101–106.
142. Kuo, T., Correlating Precursory Declines in Groundwater Radon with Earthquake Magnitude // Groundwater. 2014. V. 52. № 2. P. 217–224.
143. Kuzminov, V., Nevinsky, I. ^{222}Rn in air and water // Proc. II Symposium on Natural Radiation Environment, India. 1981. P. 610–612.
144. Le Druillennec, T., Ielsch, G., Bour, O., Tarits, C., Tymen, G., Alcalde, G., Aquilina L. Hydrogeological and geochemical control of the variations of ^{222}Rn concentrations in a hard rock aquifer: Insights into the possible role of fracture-matrix exchanges // Applied Geochemistry. 2010. V. 25 P. 345–356.

145. Lesne, O., Calais, E., Deverchere, J. Finite element modeling of crustal deformation in the Baikal rift zone: new insights into the active-passive rifting debate // *Tectonophysics*. 1998. V. 289. P. 327–340.
146. Lombardi S., Quattrocchi F., Fytikas M. Geochemical Seismic Zonation: a multidisciplinary approach using fluid-geochemistry // ENV4-CTT96-0291 (GSZ), 1998. P.
147. Malakootian, M., Khashi, Z., Iranmanesh, F., Rahimi, M. Radon concentration in drinking water in villages nearby Rafsanjan fault and evaluation the annual effective dose // *J. Radioanal. Nucl.Chem*. 2014. V. 302. P. 1167–1176.
148. Mojzes, A., Marko, F., Porubcanova, B., Bartosova, A. Radon measurements in an area of tectonic zone: A case study in Central Slovakia // *Journal of Environmental Radioactivity*. 2017. V. 166. P. 278–288.
149. Monnin, M.M., Seidel, J.L. Radon in soil and in groundwater related to major geophysical events: a survey // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*. 1992. V. A 314. P. 316–330.
150. Moussa, M.M., El Arabi, A.-G.M. Soil radon survey for tracing active fault: a case study along Qena-Safaga road, Eastern Desert, Egypt // *Radiation Measurements*. 2003. V. 37. № 3. P. 211–216.
151. Nevinsky, I., Tsvetkova, T., Nevinskaya, E. Measurement of radon in ground waters of the Western Caucasus for seismological application // *J. of Environ. Radioactivity*. 2015. V. 149. P. 19–35.
152. Pedersen, T., Wanger, M., Johansen, H. Flow along fractures in sedimentary basins // *Fluid Flow and Transport in Rocks: Mechanisms and effect*. Chapman&Hall. 1997. P. 213–233.
153. Planicic, J., Radolic, V., Vukovic, B. Radon as an earthquake precursor // *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res*. 2004. S. A 530 (3), P. 568–574.

154. Petit, C., Deverchere, J., Houdry-Lemon, F., Sankov, V., Melnikova, V., Delvaux, D. Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications // *Tectonics*. 1996. V. 15. P. 1171–1191.
155. Polyansky, O.P. Dynamic causes for the opening of the Baikal Rift Zone: a numerical modeling approach // *Tectonophysics*. 2002. V. 351. P. 91–117.
156. Prasad, Y., Prasad, G., Gusain, G.S., Choubey, V.M., Ramola, R.C. Seasonal variation on radon emission from soil and water // *Indian J. Phys.* 2009. V. 83. № 7. P. 1001–1010.
157. Przylibski, T.A. Shallow circulation groundwater – the main type of water containing hazardous radon concentration // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2011. V. 11. P. 1695–1703.
158. Roeloffs, E. Persistent water level changes in a well near Parkfield, California, due to local and distant earthquakes. *J. Geophys. Res.* 1998. V. 193 (B1). P. 869–889.
159. Schery, S.D., Gaeddert, D.H. Measurement of the effect of cyclic atmospheric pressure variation on the flux of radon 222 from the soil // *Geophys. Res. Lett.* 1982. V. 9. P. 835–838.
160. Schubert, M., Paschke, A., Lieberman, E., Burnett, W.C. Air-Water partitioning of 222 Rn and its dependence on water temperature and salinity // *Environ. Sci. Technol.* 2012. V. 46. P. 3905–3911.
161. Sedat, İ., Kadriye, E., Cemil, S., Şakir, Ş., Furkan, K., Aynur, D., Onur, T., Semih, E., Raşan, Ç., Ahmet, Y., Muhiddin, Ç., Hakan, Y., Hüseyin, K., Ruhi, S., Zafer, A., Yıldız, İ., Bekir, T. Multi-Disciplinary Earthquake Researches in Western Turkey: Hints to Select Sites to Study Geochemical Transients Associated to Seismicity // *Acta Geophysica*, 2010. V. 58. № 5. P. 767–813.

162. Semi-Zade, A.E. Influence of geomagnetic disturbances to biological systems as result of generating by them increased specific air radioactivity // *Biophysics*. 1978. V. 23, P. 955–958.
163. Semi-Zade, A.E. Radon storms // *J. Ekho (Israel)*. 1992. V. 178. P. 15.
164. Sherman, S.I., Dem'yanovich, V.M., Lysak, S.V. Active faults, seismicity and fracturing in the lithosphere of the Baikal rift system // *Tectonophysics*. 2004. V. 380. № 3–4. P. 261–272.
165. Shiratoi, K., The variation of radon activity of hot springs // *Science Reports of the Tohoku Imperial University*. 1927. Ser. 3. V. 16. P. 614–621.
166. Singh, M., Ramola, R.C., Singh, S., Virk, H.S. Influence of meteorological parameters on soil gas radon // *J. Assoc. Explor. Geophys.* 1988. V. 9. P. 85–90.
167. Smetanova, I., Holy, K., Mullerova, M., Polaskova, A. The effect of meteorological parameters on radon concentration in borehole air and water // *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 2010.V. 283. P. 101–109.
168. Steinitz, G., Vulkan, U., Lang, B., Gilat, A., Zafrir, H. Radon emanation along border faults of the Rift in the Dead Sea // *Israel J. Earth Sci.* 1992. V. 41. № 1. P. 9–20.
169. Tanner, A.B. Radon migration in the ground: a supplementary review // *The natural radiation environment: III Symposium proceedings, Houston, Texas, April 23– 28, 1978* (eds. Gedsell T.F., Lowder W.M.). Rep. CONF-780422. U.S. Dept. Energy. Washington, D.C. 1980. P. 5–56.
170. Toutain, J.-P., Baubron, J.-C. Gas geochemistry and seismotectonics: a review // *Tectonophysics*. 1999. V. 304. P. 1–27.
171. Tsubokawa, I. On relation between duration of precursory geophysical phenomena and duration of crustal movement before earthquake // *J. Geod. Soc. Jpn.* 1973. V. 19. P. 116–119.

172. Tsunomori, F., Kuo, T. A mechanism for radon decline prior to the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake in Japan // *Radiation Measurements*. 2010. V. 45. P. 139–142.
173. Tsunomori, F., Tanaka, H. Anomalous change of groundwater radon concentration monitored at Nakaizu well in 2011 // *Rad. Meas.* 2014. V. 60. P. 35–41.
174. Turk, M., Volaric, B., Antolkovic, B. Radon activity concentration in the ground and its correlation with the water content of the soil // *Appl. Radiat. and Isotop.* 1996. V. 47. № 3. P. 377–381.
175. Tsvetkova, T., Przylibski, T.A., Nevinsky, I., Nevinsky, V. Measurement of radon in the East Europe under the ground // *Rad. Meas.* 2005. V. 40, P. 98–105.
176. Ulomov, V.I., Mavashev, B.Z. About the precursor of the strong tectonic earthquake // *Doklady Akademii Nauk SU*. 1967. V. 176 (2), P. 319–329.
177. Wakita, H., Igarashi, G., Nakamura, Y., Sano, Y., Notsu, K. Coseismic radon changes in ground water // *Geophysical research letters*. V. 16. № 5. P. 417–420.
178. Walia, V., Mahajan, S., Kumar, A., Singh, S., Bajwa, B.S., Dhar, S., Yang, T.F. Fault delineation study using soil-gas method in the Dharamsala area, NW Himalayas, India // *Radiat. Meas.* 2008. V. 43. P. 337–342.
179. Wang, C.-Y., Manga, M. Earthquakes and water // *Lect. Notes Earth Sci.* 2010. V. 114. P. 161–168.
180. Watson, R., Smethurst, M., Ganerod, G., Finne, I., Rudjord, A. The use of mapped geology as a predictor of radon potential in Norway // *Journal of Environmental Radioactivity*. 2017. V. 166. P. 341–354.
181. Weinlich, F., Faber, E., Bouskova, A., Horalek, J., Teschner, M., Poggenburg, J. Seismically induced variations in Marianske Lazne fault gas composition in the NW Bohemian swarm quake region, Czech Republic - a continuous gas monitoring // *Tectonophysics*. 2006. V. 421. P. 89–110.

182. Woith, H. Radon earthquake precursor: a short review // *Eur. Phys. J. Special Topics*. 2015. V. 224. P. 611–627.
183. Yalm, H., Sandkcoglu, A., Ertugrul, O., Yldz, A. Determination of the relationship between radon anomalies and earthquakes in well waters on the Aks, ehir-Simav Fault System in Afyonkarahisar province, Turkey // *Journal of Environmental Radioactivity*. 2012. V. 110, P. 7–12.
184. Yalima, H., Sandikcioglua, A., Ertugrulb, O., Yildizc, A. Determination of the relationship between radon anomalies and earthquakes in well waters on the Aksehir-Simav Fault System in Afyonkarahissar province // *Turk. J. Env. Rad.* 2012. V. 110. P. 7–12.
185. Zmazek, B., Vaupotic, J., Zivcic, M., Premru, U., Kobal, I. Radon monitoring for earthquake prediction in Slovenia // *FizikaB (Zagreb)*. 2000. V. 9. № 3. P. 111–118.
186. Zmazek, B., Zivcic, M., Todorovski, L., Dzeroski, S., Vaupotic, J., Kobal, I. Radonin soil gas: how to identify anomalies caused by earthquakes // *Appl. Geochem.* 2005. V. 20 (6). P. 1106–1119.
187. Zoran, M., Savastru, R., Savastru, D. Radon levels assessment in relation with seismic events in Vrancea region // *JRNC*. 2012. V. 293 (2), P. 655–663.