

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики
Российской академии наук
(ФГБУН ФИЦКИА РАН)
Институт геодинамики и геологии

На правах рукописи

ЯКОВЛЕВ Евгений Юрьевич

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИЗОТОПНО-РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИХ
МЕТОДОВ ДЛЯ ПОИСКОВ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
АЛМАЗОВ НА ТЕРРИТОРИИ АРХАНГЕЛЬСКОЙ
АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ**

Специальность 25.00.11 - Геология, поиски и разведка твердых полезных
ископаемых, минерагения

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
доктор геолого-минералогических наук
Г.П. Киселев

Архангельск 2016

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА.....	12
1.1. Краткий очерк о геологическом строении Архангельской алмазоносной провинции.....	12
1.2. Зимнебережный алмазоносный район.....	15
1.3. Проблемы применения традиционных методов поисков кимберлитовых трубок на территории Архангельской алмазоносной провинции.....	25
ГЛАВА 2. ПРЕДПОСЫЛКИ ПРИМЕНЕНИЯ РАДИОМЕТРИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ.....	31
2.1. Краткие сведения о свойствах естественных радиоактивных элементов.....	31
2.2. Проявление эффекта Чердынцева-Чалова в геологических процессах.....	35
2.3. Естественные радиоактивные элементы в кимберлитовом магматизме и применение радиометрических методов для поисков кимберлитовых тел.....	42
ГЛАВА 3. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ.....	47
3.1. Альфа-спектрометрия.....	47
3.2 Гамма-спектрометрия.....	54
3.3. Радоновая съемка.....	56
ГЛАВА 4. НЕРАВНОВЕСНЫЙ УРАН В ОКОЛОТРУБОЧНОМ ПРОСТРАНСТВЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО РАЙОНА.....	59
4.1. Изотопный состав урана в кимберлитах и вмещающих отложениях.....	59
4.2. Изотопный состав урана поверхностных и подземных вод..	77

ГЛАВА 5. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ВО ВМЕЩАЮЩИХ И ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЯХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО РАЙОНА.....	83
5.1. Золотицкое кимберлитовое поле.....	83
5.2. Чидвинско-Ижмозерское кимберлитовое поле.....	98
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	109
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	112

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. К настоящему времени, в применении традиционных методов прогноза и поисков месторождений алмазов, таких как магниторазведка, на территории Архангельской области наметился определенный кризис, выражающийся в снижении интенсивности аномалий магнитного поля и приближения к уровню геологических помех. Эффективность магниторазведки при поисках кимберлитовых тел, по всей Архангельской алмазоносной провинции (ААП) в настоящее время значительно снизилась (*Стогний, Коротков, 2010; Коротков, 2011*). Так, согласно (*Стогний, Коротков, 2010*) в начале 80-х годов прошлого столетия эффективность заверки магнитных аномалий составляла 20 %; в конце 80-х годов - 12,5 %; в 90-е годы она составила уже менее 1 %. В наши дни для территории ААП этот показатель составляет менее чем 0,5% (*Коротков, 2011*). Множество других геофизических и геохимических методов, опробованных для решения задачи поисков коренных месторождений алмазов, не продемонстрировали устойчивую эффективность (*Бабаянц и др., 2006*). В связи с этим, особую важность приобретает необходимость разработки новых подходов в решении задач поисков месторождений алмазов и внедрения их в практику поисковых работ.

Одним из перспективных подходов выступает, разрабатываемый в последние годы рядом исследователей комплекс методов, основанных на заверке слабоконтрастных аномалий по структурно-тектоническому принципу (*Андросов и др., 2004; Игнатов, 2008; Васильев, 2010; Коротков, 2011*). Главным вопросом при поисках и разведке коренных месторождений алмазов является исследование рудоконтролирующих и рудовмещающих структур (*Игнатов и др., 2001*). Важнейшее значение при этом приобретает выделение признаков разломной тектоники и околорудных изменений горных пород непосредственно в разрезах

поисковых скважин (*Васильев, 2010; Игнатов и др., 2011; Игнатов и др., 2012*). В последние годы решению данной проблемы посвящены ряд исследований, проводимых как на территории Якутской, так и Архангельской алмазоносных провинций (*Бушков, 2006; Гладков и др., 2008; Игнатов и др., 2001, 2008, 2011, 2012, 2015; Эринчек и др., 1997*). Данными исследованиями во вмещающих породах вокруг кимберлитовых тел обнаружены ореолы макро- и микротектоники и новообразования в породах венда-кембрия. В околотрубочном пространстве кимберлитовых тел установлены локальные тектонические элементы, сопровождающие экзоконтакты кимберлитов (*Васильев, 2010*), вещественные изменения пород в виде эндогенного прожилкового осветления (*Игнатов и др., 2015*), а также увеличение концентраций радиационных дефектов в кварцах вмещающих песчаников при приближении к экзоконтактам трубок (*Зарипов, 2014*).

Таким образом, перспективным направлением в развитии методов поисков кимберлитовых тел выступает выделение кимберлитоконтролирующих структур и выявление признаков околотрубочного пространства. Определенные перспективы при этом имеют радиометрические методы (*Ежова, Поляков, 1981; Mwenifumbo, Kjarsgaard, 1999, Киселев, 1999, 2005*). Однако существующие фактические данные о пространственной приуроченности радиоизотопных аномалий в перекрывающих отложениях и подземных водах к трубкам не рассматривались в связи с геологическим строением районов развития кимберлитового магматизма и околотрубочного пространства кимберлитов и поэтому оставляют ряд нерешенных вопросов, основными из которых являются: какова природа, фиксируемых на дневной поверхности и в подземных водах радиометрических аномалий; имеют ли данные аномалии геологическую природу, связанную с кимберлитовым магматизмом; возможно ли использование радиометрических методов при поисках

коренных месторождений алмазов. Необходимость ответа на эти вопросы стала целью данного исследования.

Цель и задачи исследования.

Целью данной диссертационной работы является исследование систем радиоактивных изотопов, их активности и пространственного распределения в породах и водах на территории Архангельской алмазоносной провинции для установления связи с геологическим строением территории и околотрубочного пространства кимберлитов и разработки методов поисков коренных источников алмазов.

В соответствии с данной целью работы были определены задачи исследования:

1. Рассмотреть геологическое строение Зимнебережного алмазоносного района и околотрубочного пространства кимберлитовых тел;
2. Изучить изотопный состав урана в кимберлитах и вмещающих породах околотрубочного пространства кимберлитовых трубок;
3. Выполнить исследования неравновесного урана в поверхностных и подземных водах;
4. Выполнить исследования распределения радиоактивных элементов в околотрубочном пространстве кимберлитов и перекрывающих отложениях;
5. Провести исследования объемной активности радона над кимберлитовыми трубками.

Фактический материал. Работа выполнена в лаборатории экологической радиологии Института геодинамики и геологии Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра комплексного изучения Арктики Российской академии наук (ФГБУН ФИЦКИА РАН). Исследования проводились в период обучения в аспирантуре в составе научного

коллектива лаборатории экологической радиологии, под руководством заведующего лабораторией, доктора геолого-минералогических наук, Георгия Петровича Киселева. Диссертационная работа была связана с выполнением исследований по теме ФНИР лаборатории экологической радиологии №АААА-А16-116052710106-8 «Радиоизотопные исследования природных и техногенных процессов трансформации окружающей среды Европейского Севера», а также с выполнением работ по грантам Министерства науки и образования Архангельской области (проект 16-35-00153 (руководитель)) и РФФИ (проект 13-2015-03 (руководитель)).

Методы исследования. В диссертационной работе использовались методы полевых и лабораторных радиометрических исследований, включающие в себя гамма-спектрометрию, радоновую съемку и альфа-спектрометрию с радиохимическим выделением.

Научная новизна. В ходе выполнения диссертационной работы получены следующие научные результаты:

1. В породах околотрубного пространства установлены избытки изотопа ^{234}U . Формирование высоких значений величины $\gamma = ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ обусловлено геологическим строением околотрубного пространства.
2. Установлено, что подземные воды, циркулирующие в околотрубном пространстве кимберлитовых тел, сопровождаются аномальными активностями дочернего изотопа ^{234}U по отношению к ^{238}U .
3. Выявлено, что повышенные по отношению к фону концентрации радиоэлементов в околотрубном пространстве формируют аномалии гамма-поля в перекрывающих трубки отложениях, что доказывается результатами гамма-спектрометрической съемки.
4. Пространственная картина распределения радиоактивных элементов и приуроченность их к геологическим структурам Зимнего берега

указывает на то, что, несмотря на развитие в районе Зимнего берега мощной толщи аллохтонных четвертичных отложений, существует восходящая вертикальная миграция радиоактивных изотопов по разломам, контролирующим размещение кимберлитов.

5. Показано, что аномальная объемная активность радона в перекрывающих отложениях является отражением развития в околотрубочном пространстве трещиноватых газопроницаемых зон, по которым происходит миграция радона к дневной поверхности.

Защищаемые положения.

1. Вмещающие породы околотрубочного пространства кимберлитов выделяются по возрастанию изотопного отношения урана $\gamma = {}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$ в сторону увеличения активности изотопа ${}^{234}\text{U}$ по отношению к ${}^{238}\text{U}$, что в свою очередь отражается на формировании аномальных избытков ${}^{234}\text{U}$ в подземных водах (до $\gamma > 4$), циркулирующих в околотрубочном пространстве кимберлитовых трубок Архангельской алмазоносной провинции.

2. Структурно-геологические особенности кимберлитовых трубок Архангельской алмазоносной провинции обуславливают накопление естественных радиоактивных элементов U, Th, K в околотрубочном пространстве кимберлитов и рудоконтролирующих зонах, что отражается в формировании ореолов повышенных по отношению к фону концентраций U, Th, K в перекрывающих трубки отложениях, трассирующих кимберлитовмещающие структуры.

3. Разрывные нарушения, сопровождающие экзоконтакты кимберлитов обуславливают аномальную объемную активность радона-222, которая фиксируется в почвенном воздухе над кимберлитовыми телами.

Достоверность научных положений и выводов обосновывается большим фактическим материалом полевых и лабораторных исследований, полученным с применением высокоточной радиометрической аппаратуры. Благодаря использованию высокочувствительного и производительного гамма-спектрометрического комплекса RS-701 (Канада) получены значения радиометрических показателей в более чем 100 000 точек наблюдений.

Лабораторные аналитические исследования выполнялись в аккредитованной лаборатории экологической радиологии Института геодинамики и геологии ФГБУН ФИЦКИА РАН по аттестованным методикам Всероссийского научно-исследовательского института минерального сырья им. Н. М. Федоровского (ВИМС).

Практическая значимость работы. Выполненный в работе комплекс изотопно-радиогеохимических исследований показал, что известные кимберлитовые трубки проявляются в виде локальных радиоизотопных аномалий, как на дневной поверхности, так и кернах поисковых скважин. Особенно отчетливо это проявляется в формировании аномально неравновесного изотопного состава урана во вмещающих породах околотрубного пространства, а также в подземных водах, циркулирующих в пределах околотрубного пространства. Полученные результаты создают предпосылки использования радиометрических методов для выделения перспективных участков на обнаружение кимберлитовых трубок в пределах Архангельской алмазоносной провинции.

Личный вклад автора. Личный вклад автора состоит в непосредственном участии в полевых и лабораторных исследованиях, в обработке и интерпретации полученной информации и формулировании выводов.

Научная апробация и публикации. Результаты диссертационной работы докладывались и обсуждались в рамках научных конференций различного уровня: IV Международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, 2015); XII Международная научно-практическая конференция «Новые идеи в науках о Земле» (МГРИ-РГГРУ, Москва, 2015); III всероссийская молодежная научная конференция «Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике» (Улан-Удэ, 2015); Всероссийская конференция с международным участием «Экология – 2015» (ИЭПС УрО РАН, Архангельск, 2015); ESIR Isotope Workshop XIII (Загреб, 2015); V Российская молодежная научно-практическая Школа с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования» (ИГЕМ РАН, Москва, 2015), XV Всероссийская конференция «Современные исследования в геологии» (СПбГУ, Санкт-Петербург, 2016); VIII Международная научная конференция «Молодые – наукам о Земле» (МГРИ-РГГРУ, Москва, 2016), V Международная конференция «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека (ТПУ, Томск, 2016).

По теме диссертации опубликовано 15 печатных работ, из них 3 в изданиях, рекомендованных перечнем ВАК РФ Министерства образования и науки РФ.

Объем и структура работы. Диссертационная работа содержит 125 страниц, включая 6 таблиц и 36 рисунков. Состоит из введения, 5 глав, заключения и списка литературы из 120 наименований.

Благодарности. Автор выражает особую благодарность своему научному руководителю – заведующему лабораторией экологической радиологии Института геодинамики и геологии ФГБУН ФИЦКИА РАН, доктору геолого-минералогических наук Георгию Петровичу Киселеву за

общее руководство над диссертацией, полезные идеи и помощь в выборе верных направлений в исследованиях, за ценные консультации и критические замечания, неоценимую научную и практическую помощь, а также за постоянное внимание и интерес к различным проблемам, неизбежно возникавшим при написании диссертации. Автор выражает искреннюю благодарность С.В. Дружинину и К.Б. Данилову за помощь в проведении полевых работ, конструктивное обсуждение результатов и ценные советы, а также С.Б. Зыкову за помощь в выполнении радиохимических исследований. Автор также выражает благодарность за общую поддержку всем сотрудникам лаборатории экологической радиологии А.А. Очеретенко, И.М. Киселевой, Е.Н. Зыковой, В.М. Быкову и А.В. Баженову. Автор с чувством глубокой признательности вспоминает помощь, которую на различных этапах написания работы оказали С.Е. Тельтевская, А.А. Максимов, И.В. Долгова, В.Ф. Кудров, И.В. Никонорова, Е.С. Коноплева и А.Г. Шугаев.

ГЛАВА 1. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

В данной главе представлен краткий очерк об особенностях геологического строения исследуемой территории, а также проблемах использования традиционных методов поисков кимберлитовых трубок на территории Архангельской алмазоносной провинции, связанных с геологическими условиями.

Геологическое строение Архангельской алмазоносной провинции детально охарактеризовано в целом ряде работ последних лет, среди которых особо можно отметить работы следующих исследователей (Богатилов и др., 1999; Вержак, 2001; Веричев, 2002; Малов, 2003; Головин, 2003; Кутинов, Чистова, 2004; Еременко, 2004; Палажченко, 2008; Кончиков, 2009; Васильев, 2010; Щукина, 2013). Краткое описание геологического строения исследуемой территории, приведенное автором ниже, в основном опирается на указанные работы, а также на ряд других публикаций, касающихся вопросов геологии Зимнебережного района.

1.1. Краткий очерк о геологическом строении Архангельской алмазоносной провинции

Провинция расположена на северной окраине Русской плиты, в зоне её сочленения с Балтийским кристаллическим щитом, что обуславливает наличие двух структурных этажей. Нижний – кристаллический фундамент, представлен образованиями нижнего архея возрастом в 3,5 млрд. лет и протерозоя возрастом 2,7 млрд. лет (Губайдуллин, 2002). В составе верхнего – осадочного чехла – выделяются три структурных яруса: Архангельский, представленный терригенными отложениями рифея; Ленинградский, соответствующий вендской терригенной толще; Вологодский, сложенный терригенными и карбонатными осадками

палеозоя. Завершают геологический разрез отложения кайнозоя, покрывающие сплошным чехлом более древние образования (*Губайдуллин, 2002*).

Строение фундамента. По геолого-геофизическим данным докембрийский фундамент Восточно-Европейской платформы и ее покров принадлежат двум крупным геоблокам – Карело-Кольскому и Белорусско-Балтийскому северо-западного простирания, оформившихся еще в позднем архее (*Добрынина, 1992*). Геоблоки разделены глубоко проникающими межблоковыми швами, в верхней части которых образуются прогибы различного генезиса. Граница геоблоков представляет зону линейных неоднородностей, отражающуюся в гравитационном и магнитном полях линейно вытянутыми аномалиями (*Юдахин Щукин, Макаров, 2003*). Их пересекают почти под прямым углом более молодые по отношению к геоблокам наложенные активизированные структуры или разломно-блоковые зоны: Балтийско-Мезенская протяженностью свыше 1200 км и Хибинская – свыше 900 км.

Архангельский горст является крупной положительной структурой фундамента, протягивающейся на юго-восток на сотни километров под осадочным чехлом платформы (*рис. 1.1*). В составе пород фундамента горста единичными скважинами вскрыты гранитоиды и гнейсо-граниты нижнего архея. Породы интенсивно дислоцированы в сложные складки различного порядка.

При общем погружении поверхности фундамента с северо-запада на юго-восток установлен ее наклон и с юго-запада на северо-восток. С юго-запада Архангельский горст ограничивает Онежский грабен. К северо-востоку от горста располагается отрицательная структура фундамента первого порядка – Зимнегорский авлакоген. Основными структурами второго порядка в пределах авлакогена являются Керецкий грабен, Золотицкий выступ, Пачугский грабен и предполагаемый Чубальский грабен (*рис. 1.1*).

Юго-Восточного Беломорья (ЮВБ) присутствуют образования среднего и верхнего рифея, верхнего венда, палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

1.2. Зимнебережный алмазоносный район

Зимнебережный район расположен на юго-восточном побережье Белого моря между Двинской и Мезенской губами и входит в состав площади Юго-Восточного Беломорья (*Геология и полезные ископаемые ...*, 1987; *Станковский, 1997; Очерки по геологии ...*, 2000). Территория представляет собой плоскую равнину, расчлененную долинами многочисленных рек и впадинами озер. Преобладающая форма рельефа – ледниковые водноледниковые (*Кутинов, Чистова, 2004*).

Зимнебережный район пока единственный в Архангельской кимберлитовой провинции, где установлено промышленное месторождение алмазов. В настоящее время Зимнебережный район интересен как территория, на которой возможно изучать особенности размещения и проявления кимберлитового магматизма (*Кутинов, 1991; Калинин и др., 1993; Богатилов и др., 1999; Ширококов, 1997*). Кимберлитовые поля Зимнего берега находятся на пассивной континентальной окраине Русской плиты в зоне Рифейского рифтогенеза, сформировавшего Кольско-Двинскую палеорифтовую систему (*Эринчек и др., 1997*). Кольско-Двинская система палеорифтов располагается между Кольской частью Балтийского щита и г. Котлас. Возраст трубок взрыва датируется поздним девоном – ранним карбоном (*Саблуков, 1987*).

На территории Зимнебережного района выявлено более 50 трубок взрыва ультраосновных щелочных пород, включая алмазоносные кимберлиты (*рис. 1.2*). В составе Зимнебережного алмазоносного района выделяются Золотицкое, Кепинское, Чидвинско-Ижмозерское, Верхотинское, Черноозерское, Мегорское, Суксомское и Мельское поля

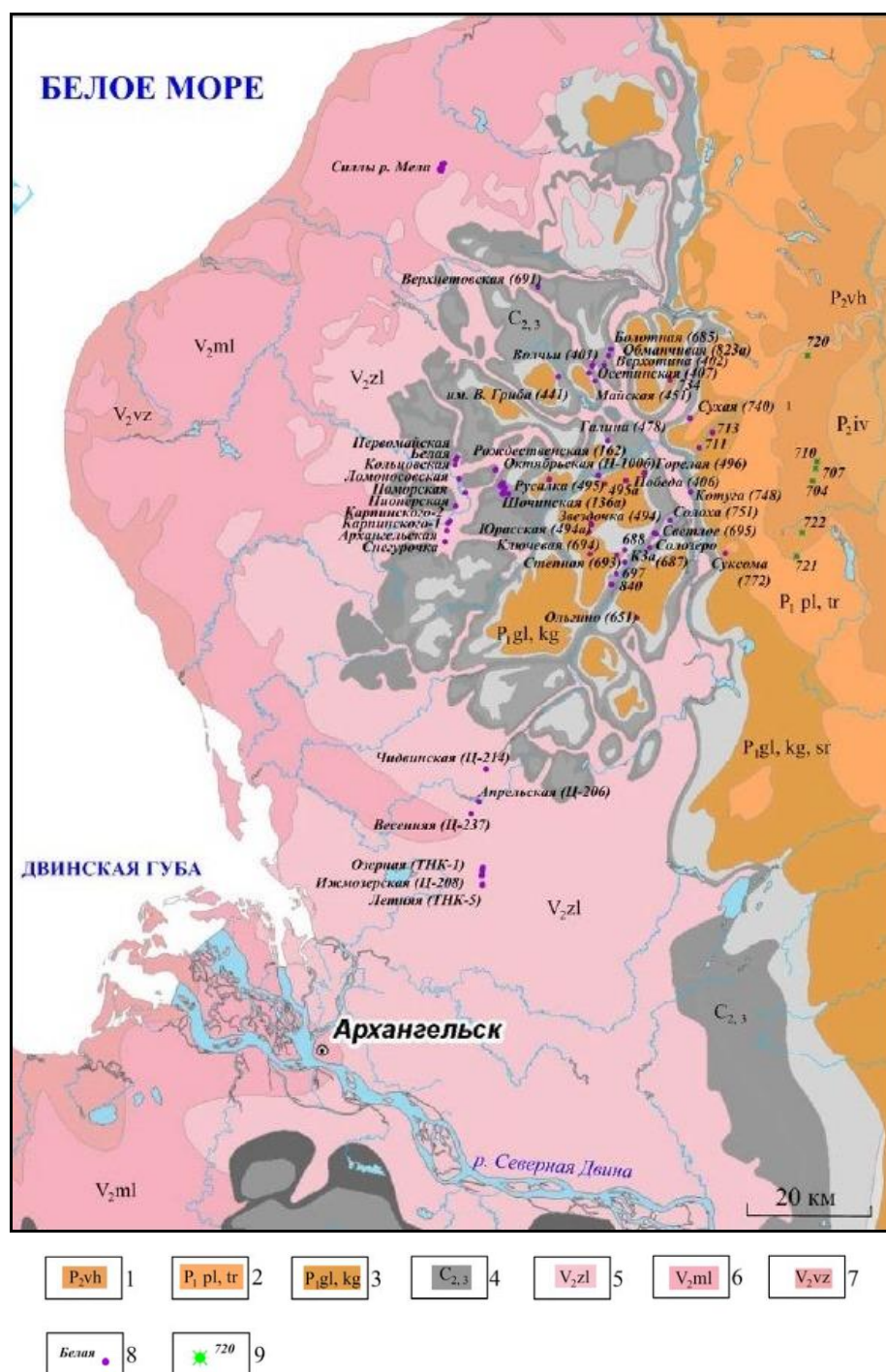


Рис. 1.2. Геологическая карта Зимнебережного алмазоносного района (Стогний, Коротков, 2010).

1-3 - пермская система: 1 – вихтовская свита. Красноцветные песчаники и алевролиты; 2 – полтинская и турьинские свиты. Песчаники серые, доломитизированные известняки; 3 – глазанская и красногорская свиты нерасчлененные. Доломитизированные известняки. 4 – каменноугольные отложения кепинской, олмугско-окуневской, воереченской и урзугской свит; 5 – 7 – отложения венда: 5 – золотицкие слои падунской свиты. Красноцветные алевролиты и песчаники; 6 – мельские слои мезенской свиты. Песчаники и алевролиты; 7 - вайзицкие слои Усть-Пинежской свиты. Аргиллиты с прослоями туффитов, алевролитов и аргиллитов; 8 - трубки взрыва, силы кимберлитов и конвергентных пород, их названия, номера; 9 – базальтовые трубки взрыва и их номера.

кимберлитов и родственных им пород и месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова, включающее в себя 6 трубок (Архангельская, им. Карпинского-1, им. Карпинского-2, Пионерская, им. Ломоносова, Поморская) и им. В. Гриба, включающее одну трубку (*Стогний, Коротков, 2010*).

В структурном плане территория Зимнего Берега Белого моря расположена в пределах северо-западного борта Московской синеклизы, на стыке с Балтийским щитом. Кристаллический фундамент сложен интенсивно дислоцированными толщами беломорской серии архея и глубокометаморфизованными конгломератами нижнего протерозоя. По современным представлениям поверхность фундамента Зимнебережного района представляет собой чередование рифейских палеорифтовых грабен и выступов, имеющих в основном северо-западное простирание (*Широбоков, 1997*). Месторождение им. М.В. Ломоносова располагается на Золотицком поднятии на Товском выступе с глубиной залегания фундамента от 1,0 до 1,8 км (*Кутинов, Чистова, 2004*).

Ведущая роль в формировании современного структурного плана принадлежит разрывной тектонике. Основные зоны разломов фундамента имеют северо-западное и северо-восточное направление. Северо-западные разломы разграничивают блоковые структуры района, их возраст определяется как раннепротерозойский. Северо-восточные разломы более молодые (по ним смещены северо-западные разломы), осложняют структуры. По ним происходили сложные движения сбросово-сдвигового характера, что обусловило распределение фаций и мощностей рифейского структурного яруса. Большая их часть подновлена в венде (*Кутинов, Чистова, 2001; Кутинов, Чистова, 2004*). Разломы субмеридиального направления наиболее молодые. По ним произошли незначительные подвижки отдельных блоков. В осадочном чехле зоны разломов фундамента обусловили образование флексурообразных перегибов или малоамплитудных смещений.

Архей (AR). Архейские образования слагают кристаллический фундамент, представленный биотитовыми, биотит-амфиболитовыми гнейсами, амфиболитами, гранатовыми гнейсо-гранитами и интрузивными комплексами (*Харькив и др., 1998*).

Глубина залегания кристаллического фундамента изменяется от 0,5 до 1,2 км в пределах выступов, до 2,0 – 3,0 и более в грабенах и впадинах, при общем погружении фундамента в восточном и юго-восточном направлениях.

Осадочный чехол сложен терригенными или карбонатно-терригенными породами верхнего протерозоя, палеозоя и кайнозоя, суммарной мощностью до 4 км в понижениях кристаллического фундамента и до 0,5 – 1,2 км на выступах. Палеозойские и кайнозойские отложения являются перекрывающими для кимберлитовых трубок.

Рифей (R). Рифейские отложения представлены позднерифейскими образованиями, в составе которых выделяются тучкинская и чидвийская свиты. Тучкинская свита представлена пестро окрашенной алевролитово-аргиллитовой толщей с прослоями кварц-полевошпатовых песчаников и полимиктовых гравелитов. Для данных пород характерна высокая карбонатность. Чидвийская свита преимущественно сложена красно- и буровыми песчаниками и алевролитами с прослоями глин и аргиллитов, которые в некоторых случаях имеют пестроцветную окраску. Отложения чидвийской свиты также характеризуются повышенной карбонатностью. Максимальная мощность верхнерифейских отложений изменяется в пределах 293 - 522 м.

Вендская система (V). Породы венда представлены песчано-глинистой формацией усть-пинежской (редкинский горизонт), мезенской и падунской свит (котлинский горизонт). Породы редкинского и котлинского горизонтов залегают с разрывом и стратиграфическим несогласием над рифейскими и архейскими отложениями. Толща этих осадков имеет трансгрессивно-регрессивное строение. Характерной

особенностью вендского комплекса, резко отличающей его от рифейского, является повсеместное распространение по площади.

В отложениях редкинского горизонта преобладают аргиллиты при незначительном количестве песчаников и алевролитов усть-пинезской свиты. Вендские алевролиты в основном хорошо отсортированы, их горизонтальная слоистая текстура говорит о спокойных условиях осадконакопления, вероятно, прибрежно-морских (Васильев, 2010). Базальную часть разреза составляют сероцветные разномышечные полимиктовые песчаники с полимиктовыми гравелитами и конгломератами.

В состав котлинского горизонта входят мезенская и падунская свиты. Мезенская свита представлена алевролитами с прослоями аргиллитов и мелкозернистых песчаников пестроцветной окраски. В основании свиты отмечаются прослои гравелитов и конгломератов. Падунская свита в основном состоит из песчаников, и в незначительной степени из алевролитов и аргиллитов. Породы характеризуются красноцветной окраской. Песчаники имеют полевошпатово-кварцевый состав, мелко- и тонкозернистую структуру с глинистым каолинистым и глинисто-гидроксидно-железистым цементом.

Завершают разрез вендской системы породы золотицкой подсвиты, которые представлены ритмично-переслаивающимися красноцветными глинами, аргиллитами, алевролитами, алевропесчаниками и песчаниками. В составе свиты преобладают песчаники, имеющие полевошпатово-кварцевый состав и мелко- и тонкозернистую структуру. Песчаники свиты слабо сцементированы. Золотицкая подсвита, имея относительно небольшую глубину залегания вскрыта большим количеством буровых скважин и является наиболее изученной толщей среди вендских отложений.

Песчано-глинистая формация венда залегает непосредственно под четвертичными отложениями в западной части Зимнебережного района, а

в восточной части перекрыта отложениями карбона и частично перми. По своим свойствам породы вендской системы являются относительно непрочными и пластичными. Этими особенностями, как отмечено в работе (Васильев, 2010) значительно осложняется выделение признаков тектонических деформаций в породах венда. Большая часть разрывных нарушений является «залеченными», скрытыми.

Разрезы венда приурочены к Беломорской зоне и Мезенской синеклизе и характеризуются наибольшей площадью распространения.

Обнаруженные в некоторых кимберлитовых трубках Кепинской площади ксенолиты маломощных морских карбонатных отложений ордовика вероятно свидетельствуют об их распространенности в Зимнебережном районе.

Отложения палеозоя формируют верхнюю часть осадочного чехла и перекрывают кимберлитовые тела Зимнебережного района. Палеозойские отложения представлены практически на всей площади Зимнебережного района и сформированы терригенными и карбонатными породами девонского, каменноугольного и в меньшей степени пермского периодов. Данные породы с угловым и стратиграфическим несогласием сплошным чехлом перекрывают размытую поверхность вендских отложений.

Девонская система (D). Отложения девонской системы на территории Зимнебережного района развиты локально и представлены верхнедевонско-среднекаменноугольными туфогенными породами.

Верхнедевонско-среднекаменноугольные породы ($D_3—C_2$) связаны генетически с проявлениями щелочно-ультраосновного магматизма (кимберлиты, пикриты, щелочные пикриты и базальты). Эти породы распространены в пределах кратерных частей трубок. Их формирование происходило в результате переотложения вмещающих вендских пород и продуктов выброса. Верхнедевонско-среднекаменноугольные породы имеются не во всех трубках и часто эродированы. Красноцветная вулканогенно – осадочная толща преимущественно сложена песчаниками

разной степени литификации, с прослоями аргиллитов и алевролитов. Четкой слоистой текстуры не отмечается, однако широко распространены слабоокатанные обломки терригенных красноцветных алевролитопесчаных пород, а также аргиллитов. Туфовые фации присущи только кратерным частям трубок, диатремы сложены автолитовыми кимберлитовыми брекчиями.

В углублениях рельефа поверхности вендских отложений залегают породы шочинской свиты. Отложения свиты по минеральному и литологическому составу мало отличаются от пород вендской системы, что обуславливает сложность в установлении взаимоотношений некоторых пачек. Верхний контакт шочинской свиты – эрозионный. Отложения шочинской свиты сложены песчаниками и алевролитами. Песчаники имеют мелкозернистую структуру, серую, зеленовато-серую и коричневатокрасную окраску, слабо сцементированы на глинистом и карбонатно-глинистом цементе. Отмечаются прослои кварцевого сцементированного песчаника разнозернистой структуры. Алевролиты характеризуются вишнево-красной окраской с пятнами осветления зеленого цвета. В основании разреза отмечаются прослои гравийных песчаников и не сортированных гравелитов малой мощности. Мощность свиты, как правило, составляет первые метры.

Каменноугольная система (С). Отложения карбона представлены средним (урзугская – C_{2ur} , воеречинская – C_{2vrc} и олмугско-окуневская – C_{2ol-ok} свиты) и верхним отделами (C_{3kr} – кепинская свита).

Породы карбона перекрывают вендские отложения и образуют пологонаклонную моноклираль, погружающуюся постепенно на юго-восток, в этом направлении мощность отложений возрастает от 50 до 200 метров. В нижней части разреза каменноугольной системы залегают терригенные породы урзугской свиты суммарной мощностью до 50 метров. Породы урзугской свиты представлены песчаниками с прослоями конгломератов, редко известняков. Перекрывают породы глинами и

песчаниками воеречинской свиты с отдельными конкрециями кремней. Заканчивают разрез карбона карбонатные отложения олмугско-окуневской и кепинской свит, которые представлены доломитами, доломитизированными известняками с прослоями органогенных известняков, в меньшей степени алевролитами и глинами. Мощность толщи составляет около 50 метров.

Пермская система (P). Каменноугольные отложения сменяются к востоку образованиями пермского возраста, которые залегают на них со стратиграфическим несогласием. Пермские отложения представлены нижним отделом. В основании разреза пермских отложений залегает пачка песчаников, доломитов и доломитизированных известняков суммарной мощностью 25-63 м (нерасчлененные глазанская и красногорская свиты – P_{1gl-kg}). Выше залегает серпенская свита (P_{1sr}), сложенная песчанистыми доломитами и доломитистыми известняками мощностью до 12 м. Разрез завершается отложениями полтинской (P_{1pl}) и туринской свит (P_{1tr}), сложенными песчаниками и доломитами с суммарной мощностью порядка 10 м.

С конца пермской системы район является областью денудации. Блоковые подвижки по разрывным нарушениям привели к образованию зон повышенной трещиноватости, по которым сформировались палеодолины, сложенные осадками неоген-четвертичного возраста (Васильев, 2010).

Четвертичная система (Q). Вся территория Зимнебережного района перекрыта мощной толщей четвертичных отложений различного генезиса – моренные, флювиогляциальные, морские и др. Мощность четвертичных отложений изменяется от первых метров до 200 м в палеодолинах. Они сплошным чехлом перекрывают породы вендского и полеозойского возраста. Характерной особенностью данных отложений является крайняя изменчивость мощности и состава, которая обусловлена распространением и интенсивностью неотектонических движений,

режимом накопления осадков, связанных с этапами покровных оледенений и разделяющих их трансгрессий.

Особенностью гидрогеологического строения Зимнебережного алмазоносной района является отсутствие в разрезе выдержанных по мощности и в пространстве слабопроницаемых отложений, которые могли бы рассматриваться как региональный водоупор (Малов, 2003). В гидрогеологическом разрезе выделяются семь водоносных горизонтов и комплексов (Малов, Киселев, 2008) (рис. 1.3):

Водоносный комплекс четвертичных отложений (Q) крайне неоднороден по мощности и по составу. Среднее значение водопроницаемости от 15 до 140 м²/сутки.

Водоносная серия средне-верхнекаменноугольных карбонатных отложений состоит из олмугской, окуневской и кепинской (C₂₊₃) свит. В среднем мощность объединенных свит составляет около 13 м. Воды безнапорные. Водопроницаемость пород достигает 200 м²/сутки.

Водоносный комплекс среднекаменноугольных терригенных образований сложен породами двух свит - урзутской (C_{2ur}) и воереченской (C₂ втс). Урзутская свита развита на значительной части рассматриваемой территории. Средняя мощность отложений комплекса в районе составляет 15,3 м. Среднее значение водопроницаемости – от 80 до 100 м²/сутки.

Во всех вышеописанных комплексах распространены ультрапресные и пресные воды гидрокарбонатно-магниево-кальциевого состава с минерализацией в пределах от 0,1 до 0,6 г/л.

Подземные воды трубок взрыва (iD₃ – C₂) расположены в нерасчлененных верхнедевонско-среднекаменноугольных отложениях, генетически связанными с кимберлитовыми трубками и располагающимися в их кратерных частях. Водопроницаемость пород низкая – 0,2 м²/сутки, т.е. туфогенно-осадочные образования трубок

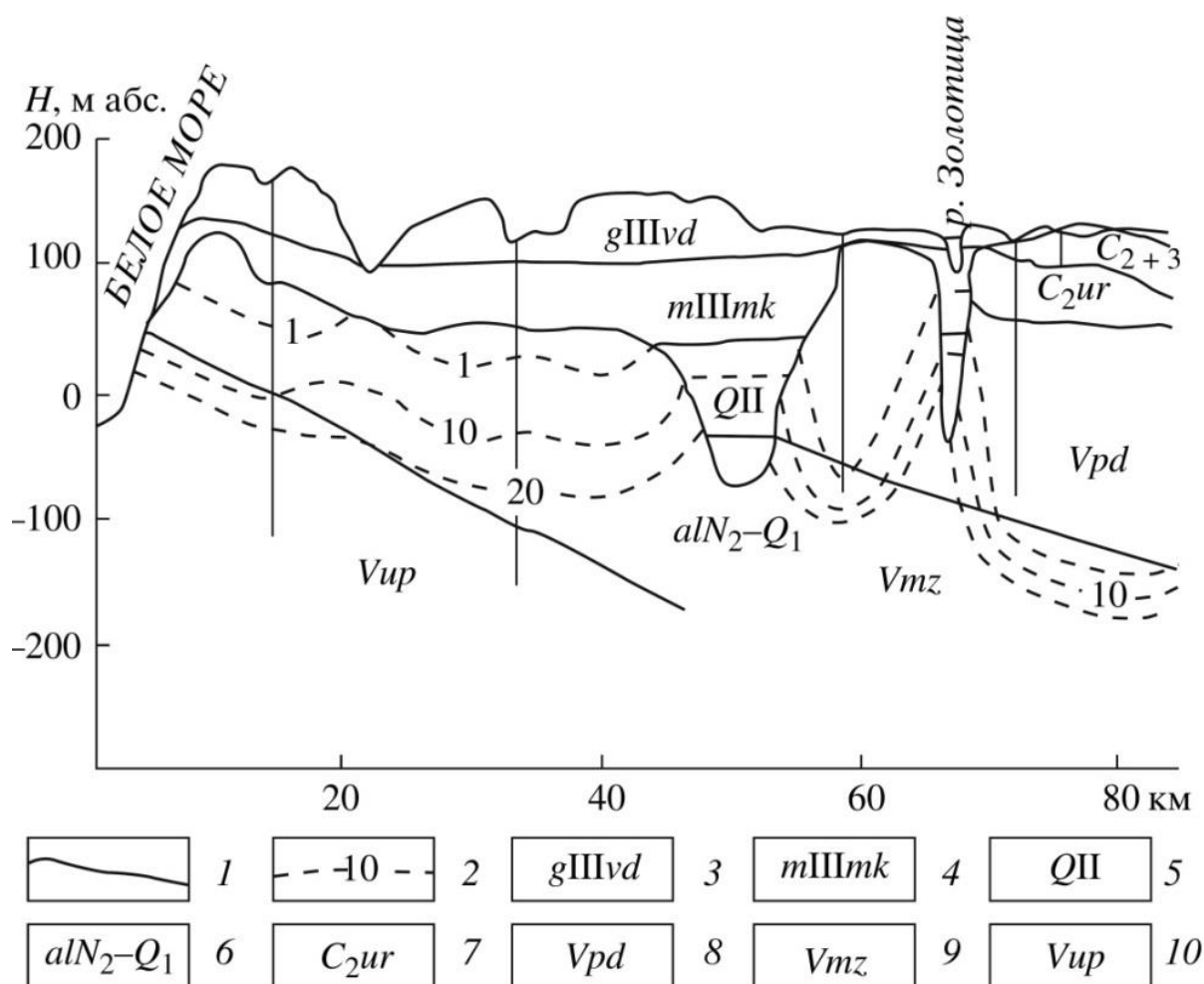


Рис. 1.3. Схематический гидрогеологический разрез через долину
р. Золотица (Малов и др., 2009).

1 – геологические границы, 2 – изолинии минерализации подземных вод; стратиграфические подразделения: 3 – отложения валдайского ледникового, 4 – отложения микулинского межледникового, 5 – среднечетвертичные отложения, 6 – аллювиально-озерные верхнечетвертичные отложения, 7 – урзугская свита среднего карбона, 8 – падунская свита венда, 9 – мезенская свита венда, 10 – усть-пинезская свита венда.

взрыва являются практически безводными или водоупорными. По химическому составу воды сульфатно-кальциево-натриевые, имеют повышенную минерализацию - до 20 г/л.

Падунский водоносный комплекс (V_{2pd}) распространен практически повсеместно, перекрывается сверху отложениями урзугской свиты. Мощность комплекса составляет от 160 до 180 м. Среднее значение водопроницаемости составляет $260 \text{ м}^2/\text{сутки}$. По химическому составу воды

в основном гидрокарбонатно-магниево-кальциевые, гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые, пресные. Минерализация изменяется от 0,2 до 0,3 г/л.

Слабоводоносный мезенский терригенный комплекс (V_{2mz}) развит повсеместно, перекрывается отложениями падуна, подстилается - образованиями усть-пинезской свиты. Мощность комплекса изменяется от 125,0 м до 257,0 м. Водопроницаемость пород от 7 до 17 м²/сутки. По химическому составу воды хлоридно-кальциево-натриевые, гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-натриевые, сульфатно-гидрокарбонатные. Минерализация достигает 14,3 г/л.

Слабоводоносный усть-пинезский терригенный комплекс (V_{up}) развит повсеместно. Кровля комплекса залегает на глубине от 129,3 м до 466,0 м. Воды комплекса высоконапорные. Водопроницаемость пород – 1,4 м²/сутки. Воды комплекса хлоридно-кальциево-натриевые, минерализация – 9,9 г/л.

1.3. Проблемы применения традиционных методов поисков кимберлитовых трубок на территории Архангельской алмазоносной провинции

С момента обнаружения первой кимберлитовой трубки на территории Зимнего берега для целей поисков кимберлитовых тел было опробовано множество традиционных геофизических методов, но наибольшую эффективность среди них продемонстрировали аэромагнитные методы (Контарович, Цыганов, 2000; Цыганов, Контарович, 2004; Бабаянц и др., 2006). Относительно других методов, то здесь отмечаются ряд трудностей, связанных, в первую очередь с техническими и методическими причинами, а также с трудностью разделения трубок от вмещающих пород по петрофизическим особенностями (Антонов и др., 2004).

Ниже приведен краткий обзор проблем применения некоторых традиционных методов поисков кимберлитовых тел в Архангельской алмазоносной провинции.

Магнитометрический метод. В.А. Цыганов (1994) выделяет обязательные условия обнаружения кимберлитовых тел магниторазведкой: петромагнитные характеристики кимберлитов, которые должны обеспечивать магнитную аномалию; благоприятные ландшафтно-геологические условия территории проведения магниторазведки; система полевых работ; правильная геологическая и прогнозная интерпретация результатов исследований; технология заверки магнитной аномалии. Однако, на сегодняшний день, назревающий кризис в эффективности использования магниторазведки для поиска кимберлитовых тел все больше отражается на результатах поисков. Так, если в начале 80-х годов прошлого столетия эффективность заверки магнитных аномалий составляла 20%; в конце 80-х годов – 12,5%; в 90-е годы она составила уже менее 1% (Стогний, Коротков, 2010). В наши дни для территории ААП этот показатель составляет менее чем 0.5% (Коротков, 2011). Это связано с тем, контрастные аномалии уже отработаны, а выделяемые в настоящее время слабоконтрастные аномалии приближаются к уровню геологических помех не связанных с кимберлитовыми телами. Кроме этого, многие кимберлитовые тела Зимнебережного района обладают слабомагнитными свойствами связанными с низким содержанием ферромагнитных минералов (Фролов, Лапин, 2005). В.А. Цыганов (2005) анализируя отказы магнитометрического метода, отмечает, что высокая намагниченность кимберлитовых трубок не является обязательной и устойчивой характеристикой кимберлитовых тел. Этот вывод говорит о существовании определенных ограничений в использовании магниторазведки при поисках кимберлитовых трубок.

Сейсмические методы. Кимберлитовые трубки ввиду своих малых размеров по горизонтали и субвертикального расположения являются

нетрадиционными объектами для сейсмической разведки, и применение стандартных методов отраженных волн по методике общей глубинной точки (МОВ-МОГТ) и методов преломленных волн (МПВ) для их прямых поисков неэффективно (*Калинин и др., 1987*). Для поисков кимберлитовых тел применяются различные методы сейсмической томографии (*Романов, Колонин, 1997*), а также технология высокоразрешающей сейсморазведки методом многократных перекрытий (*Петрашень, Рудаков, 1996*). Данные методы незначительно отличаются от стандартных сейсморазведочных работ и обладают присущими им ограничениями при реализации в сложных ландшафтно-геологических условиях, что влечет за собой высокие трудовые и временные затраты и снижает эффективность их применения в полном разведочно-заверочном цикле.

Применительно к трубкам взрыва ААП были опробованы различные методы активной сейсморазведки (*Разработка ..., 1989*). По результатам этих работ были выделены две группы критериев трубок: волновые и структурные. К волновой группе были отнесены динамические и кинематические эффекты, а к структурной – особенности вмещающей среды, обусловленные процессом образования кимберлитовых диатрем.

К основным поисковыми критериям волновой группы при интерпретации сейсмических данных были отнесены: образование зоны тени; увеличение интенсивности низкочастотных компонент, сужение полосы частот и нарушение когерентности спектров; локальные аномалии времен прихода отраженных и преломленных волн; локальное прекращение корреляции мелких горизонтов во вмещающих породах.

К структурным поисковым критериям была отнесена приуроченность трубок взрыва к разломным зонам. Эти зоны, как правило, являются сложно-построенными, широкими (до 2-3 км), протяженными и представляют собой структуры растяжений.

При поисковых работах с использованием активной сейсморазведки возникает ряд трудностей. Так, по волновой группе признаков в

одинаковой степени могут быть обнаружены как трубки взрыва, так и палеодолины. Выделение кимберлитовых тел по структурным критериям осложняется линейными размерами трубок взрыва. Кроме того, существует и методические затруднения, заключающиеся в том, что большинство методов активной сейсморазведки нацелены на выделение горизонтальных границ в земной коре. Трубки взрыва напротив, имеют вертикальное строение, что существенно снижает эффективность поисковых работ традиционными сейсмическими методами.

Шлихо-минералогические методы. Данные методы являются одним из важнейших составляющих в технологии поисков и прогнозирования кимберлитовых трубок (Гаранин, 2006). Основы минералогических методов широко освещены рядом авторов (Соболев, 1991; Богатилов и др., 1999; Кудрявцева и др., 2005). Однако было установлено в ходе минералогических исследований кимберлитов Зимнего берега, что в результате проявления вторичных изменений кимберлитового вещества (сапонитизация) основную массу трубок занимают легкие минералы (Соболев, 1991). В кимберлитах отмечается исключительно малое содержание минералов-спутников алмазов, в частности пиропов. Тем не менее, к поисковым признакам были отнесены находки кристаллов алмазов и других индикаторов минералов кимберлитов в промежуточных коллекторах каменноугольного, верхнепермского и четвертичного возраста. Однако слабое развитие эрозионных процессов в пределах кимберлитовых тел, обусловившее сохранность кратерных фаций большинства трубок, затрудняет поступление в промежуточные коллекторы минералов-индикаторов алмазов. Это в свою очередь в значительной степени ограничивает применение шлихо-минералогических методов поисков кимберлитов в условиях Зимнебережного района.

Геохимические методы. В комплексе поисковых методов на коренные месторождения алмазов находят свое применение геохимические методы. Положительный опыт применения методики литохимических поисков

отмечен при исследовании кимберлитовых тел Якутской алмазоносной провинции и обобщен в работе (*Ван Фэн-юй, 1999*). В ходе изучения вторичных литохимических ореолов рассеяния установлено, что кимберлитовые трубки, перекрытые маломощным чехлом рыхлых автохтонных отложений (до первых метров) сопровождаются вторичными ореолами элементов-индикаторов. Однако геохимические методы сталкиваются с большими трудностями, когда кимберлитовые тела оказываются погребенными под мощной толщей молодых отложений (*Ван Фэн-юй, 1999*). В данном случае успешному применению литогеохимических методов может способствовать лишь применение поискового бурения первичных ореолов рассеяния.

Для территории Зимнебережного района геохимические методы поисков кимберлитовых тел разрабатывались С.П. Главатских (1992). Им было отмечено, что геохимические спектры перекрывающих и вмещающих кимберлиты отложений выделяются сложным характером как по латерали, так и по вертикали. Все выделенные геохимические ореолы были отнесены к слабоконтрастным. Развитие мощной толщи четвертичных отложений в данном районе создает сложную картину распределения химических элементов. Большое количество создаваемых аномалий затрудняет выделение кимберлитовых тел геохимическими методами. Однако авторы работы (*Кутинов, Чистова, 2004*) отмечают, что, учитывая гидрогеологические условия территории, намечается возможное установление геохимической специализации узлов и зон кимберлитоконтролирующих разломов, которые должны сопровождаться слабоконтрастными геохимическими аномалиями.

Приведенный выше краткий обзор проблем применения традиционных методов сводится к нескольким основным негативным факторам, осложняющим поиски кимберлитов в Архангельской алмазоносной провинции (*Андросов и др., 2004*): мощный чехол перекрывающих отложений; скрытый тип разломов, контролирующих

размещение кимберлитовых тел; слабая проявленность в физических полях кимберлитов, затрудняющая использование геофизических методов поисков; слабый эрозионный срез кимберлитовых трубок; практически полное отсутствие минералов-спутников алмазов во многих трубках.

В связи со снижением эффективности традиционного комплекса поисковых методов происходит переход к заверке аномалий, по структурно-тектоническому принципу (*Васильев, 2010*). Важное значение приобретает выявление признаков разломной тектоники и околорудных изменений в разрезах скважин. Однако выделение признаков разломной тектоники осложняется наличием пластичной кимберлитовмещающей толщи, малоамплитудных тектонических нарушений и «сухих» зон разломов без признаков гидротермальной деятельности (*Васильев, 2010*). В последние годы решению данной проблемы посвящены ряд исследований, проводимых как на территории Якутской, так и Архангельской алмазоносных провинций (*Игнатов и др., 2006, 2008, 2009, 2012, 2015; Соболев и др., 2003.*). В данных работах выполнены исследования по обнаружению во вмещающих породах вокруг кимберлитовых тел ореолов макро- и микротектоники и новообразований в породах венда-кембрия. Так, специальная документация керн позволяет выделять кимберлитоконтролирующие разломные структуры (*Игнатов, 2006*). В околотрубочном пространстве кимберлитовых тел установлены локальные тектонические элементы, сопровождающие экзоконтакты кимберлитов (*Васильев, 2010*).

Таким образом, перспективным направлением развития методов поисков кимберлитовых тел выступает выделение кимберлитоконтролирующих структур и выявление признаков околотрубочного пространства.

ГЛАВА 2. ПРЕДПОСЫЛКИ ПРИМЕНЕНИЯ РАДИОМЕТРИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ

2.1 Краткие сведения о свойствах естественных радиоактивных элементов

Исследованиям распределения и геохимии радиоактивных элементов в земной коре посвящены многочисленные работы, среди которых важную роль занимают труды (Ранкама, 1956; Аналитическая химия..., 1960; Старик, 1963; Основные черты..., 1963; Баранов, Титаева, 1973; Смыслов, 1974; Евсеева и др., 1974; Перельман, 1989; Титаева, 2000, 2005; Арбузов, Рихванов, 2009).

Источником природной радиоактивности Земли являются радионуклиды, входящие в природные ряды распада ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th . Наиболее распространенными и практически значимыми радионуклидами являются изотопы U, Th, Ra и Rn, а также изотоп ^{40}K , не входящий в радиоактивные ряды распада (Титаева, 2005).

Уран. Уран – радиоактивный элемент III группы периодической системы Менделеева и относится к семейству актиноидов. Атомный номер 92. Атомная масса урана 238, 029. Уран довольно широко распространен в природе. Кларк урана в земной коре составляет 2,5 г/т (по Виноградову). Основная масса урана находится в изверженных горных породах. Концентрация урана в магматических породах увеличивается в ряду пород: ультраосновные → основные → средние → кислые. При выветривании горных пород и руд уран переходит в растворенное состояние и практически содержится в природе во всех типах вод в различных концентрациях (Аналитическая химия урана и тория, 1960).

Природный уран состоит главным образом из трех изотопов, весовое соотношение которых составляет: уран-238 (^{238}U) - 99,2739%, продукт его

распада уран-234 (^{234}U) - 0,0057% и уран-235 (^{235}U , актиноуран) - 0,7204% (Аналитическая химия урана, 1962). Первый и последний изотопы являются родоначальниками семейств естественных радиоактивных элементов урана и актиноурана. Их периоды полураспада равны соответственно $4,47 \cdot 10^9$ и $7,13 \cdot 10^8$ лет. Период полураспада урана-234 значительно меньше, и составляет всего около 250 тыс. лет ($2,44 \cdot 10^5$ лет).

На *рис. 1.4* представлена схема распада урана-238.

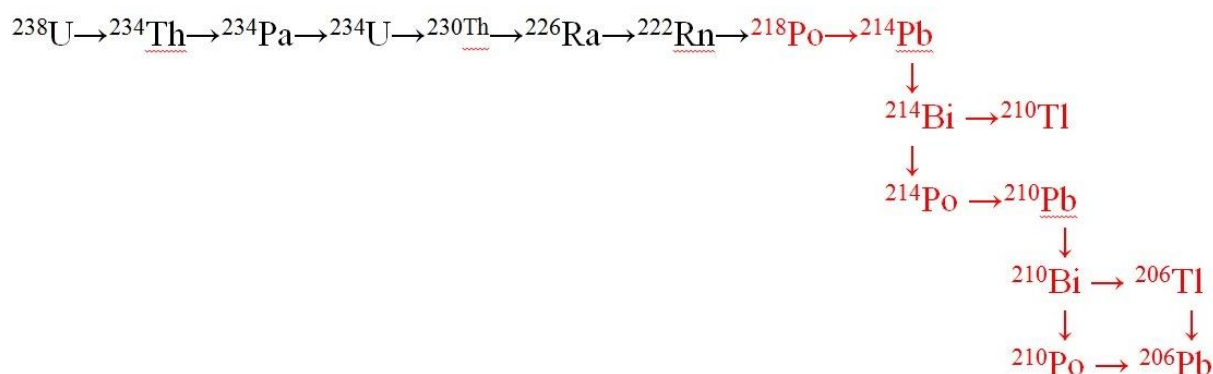


Рис. 1.4. Схема распада ^{238}U .

Радий. Радий – двухвалентный щелочноземельный элемент II группы Периодической системы. Радий является радиоактивным элементом (1 г. радия с продуктами распада выделяет $1,86 \cdot 10^{11}$ α -частиц/сек). Известно 17 изотопов радия, 4 их которых – природные. Из них наиболее важные излучатели - ^{213}Ra - $T_{1/2}$ -2,7 мес., ^{219}Ra - $T_{1/2}$ - 10^{-3} сек, ^{220}Ra - $T_{1/2}$ - $3 \cdot 10^{-2}$ сек, ^{221}Ra - $T_{1/2}$ - 30 сек, ^{223}Ra - $T_{1/2}$ - 11,2 дня, ^{224}Ra - $T_{1/2}$ - 3,6 дняи др.

Поведение радия в природе обусловлено его химическими свойствами, а также сравнительно малой продолжительностью жизни изотопов и нахождением их в рядах распада урана и тория. Это приводит к тому, что самостоятельное значение в геохимических процессах имеют лишь наиболее долгоживущие изотопы радия - ^{226}Ra и ^{228}Ra , длительность существования которых не превышает 10 тысяч лет для первого и 40 тысяч лет для второго. Радиоактивное равновесие между радием и ураном сохраняется только для пород и минералов, существовавших последние 16

тысяч лет в виде закрытой системы (в равновесном состоянии с ураном находится $3,4 \cdot 10^{-5} \%$ радия). В этих случаях распределение изотопов радия будет соответствовать распределению урана и тория в исследуемых породах (Титаева, 2000). Главная форма нахождения радия в природе – рассеянная. Высокие концентрации его в радиобарите – до $2,5 \cdot 10^{-5} \%$ обязаны изоморфной смеси, в урановой смоляной руде – до 400 мг/т руды (Вернадский, 1997). Относительно высокие концентрации элемента приурочены к ландшафтам урановых провинций, развития гранитоидов, а также к ряду областей с аридным климатом.

Торий. Торий - радиоактивный химический элемент III группы Периодической системы, первый член семейства актиноидов, атомный номер-90, атомная масса - 232,038. Торий относится по геохимическим свойствам к группе сильнорадиоактивных элементов (по Вернадскому А.И.) или к семейству актиноидов (по Ферсману А.Е.). Известно 6 естественных и 12 искусственных изотопов тория, содержание ^{232}Th в изотопной смеси около – 100 %. ^{232}Th - α -активен, $T_{1/2}$ - $1,39 \cdot 10^{10}$ лет. Конечным стабильным продуктом естественного радиоактивного ряда тория является изотоп свинца - ^{208}Pb (Демин и др., 1999).

Для тория характерно высокое сродство к кислороду, поэтому он встречается исключительно в кислородных соединениях (Вернадский, 1997) (силикатах, оксидах, карбонатах, фторкарбонатах, фосфатах,). В природе известны сульфиды, селениды и галогениды тория. Характерная изоморфная и парагенетическая связь тория с редкоземельными элементами, особенно цериевого ряда, а также с U^{4+} .

Согласно Ю.И. Демину (Демин и др., 1999) общий кларк тория в земной коре $1,5 \cdot 10^{-3} \%$. Отмечается заметное повышение среднего содержания тория, от базальтоидных пород к гранитоидным. Кларк тория в ультраосновных породах – $5 \cdot 10^{-7}$, основных и средних – $5 \cdot 10^{-4}$ кислых – $1,9 \cdot 10^{-3} \%$, В щелочных породах независимо от их кремнекислотности содержание тория резко возрастает. Торий малоподвижный и плохо

растворимый элемент, он известен как элемент, обладающий слабой миграционной способностью (*Вернадский, 1997*).

Радон. Радон - элемент нулевой группы Периодической системы Менделеева, тяжелый газ без цвета и запаха из одноатомных молекул, радиоактивен, химически почти нейтрален. Атомный номер 86. В природе радон существует в виде трех α -активных изотопов, принадлежащих к радиоактивным семействам урана-238 (радон-222), тория-232 (радон-220, или торон) и актиния-227 (актинон) с периодами полураспада около 3,8 сут, 55 с и 3,9 с соответственно (*Бондаренко, 1999; Микляев и др., 2008*)

В недрах земли радон распространен крайне неравномерно. Это связано с тем, что он накапливается в тектонических нарушениях, куда поступает по системам микротрещин из пор и трещин горных пород. При этом выделение радона определяется не только общей радиоактивностью горных пород, но также их коллекторскими свойствами и коэффициентом эманирования (*Уткин, 2000*).

Поступление радона на земную поверхность зависит от особенностей геологического строения территории: развития магматических пород, проницаемых зон (разломов), динамики подземных вод, наличия залежей углеводородов и т.д. (*Сапожников и др., 2006*). Повышенные концентрации радона связаны с тектоническими разломами, куда он поступает по системе трещин и микротрещин пород и кислыми интрузивными массивами с развитой трещиноватостью (*Сорокин, Яценко, 2000*). Зоны дробления пород, окружающие эти разломы, являются подводящими каналами для радона, поступающего из недр Земли к дневной поверхности.

В процессах тектонической деятельности и выветривания горных пород повышается их пористость, при этом образуются системы разнонаправленных трещин, полостей. Тектонические зоны приобретают хорошие коллекторские свойства, в них происходит накопление радона, повышается коэффициент эманирования. В результате этого большая часть

тектонических нарушений превращается в радононосные подводящие структуры (Пучков, Киселев, 2011).

Калий-40. Калий – щелочной металл I группы Периодической системы элементов, доля которого, в составе земной коры, составляет около 2,5 вес.%. Как типичный биогенный элемент он входит в состав всего живого на Земле (Радиоактивность окружающей..., 2006).

Калий является петрогенным элементом и входит в состав распространенных породообразующих минералов: полевых шпатов, слюд, амфиболов, пироксенов, фельдшпатоидов. Будучи литофильным элементом, он обогащает верхнюю часть земной коры в процессе эволюции магматических расплавов. Как щелочной элемент, калий входит в состав эндогенных флюидов и участвует в метасоматических процессах. В процессе галогенеза образует собственные минералы – сильвин, карналлит. Входит в решетки глинистых минералов (Титаева, 2005).

В земной коре обнаружены следующие изотопы калия (в атомн. % от суммы изотопов) - $^{39}\text{K}=93,2581$ (стабилен), $^{40}\text{K}=0,01167$ (радиоактивен), $^{41}\text{K}=6,7302$ (стабилен).

Изотоп калия ^{40}K радиоактивен, при распаде превращается либо в ^{40}Ar - 11,2 % атомов, либо в ^{40}Ca - 88,8 % атомов. Превращение ^{40}K в ^{40}Ar происходит путем электронного захвата и сопровождается испусканием γ -излучением с энергией - 1,46 МэВ. В 0,001 % случаев происходит позитронный распад с испусканием двух аннигиляционных γ -фотонов с общей энергией 1,02 МэВ. Превращение атомов ^{40}K в ^{40}Ca происходит путем β -распада (Титаева, 2000).

2.2. Проявление эффекта Чердынцева-Чалова в геологических процессах

Фракционирование легких стабильных изотопов - явление широко распространенное в различных природных объектах, достаточно хорошо

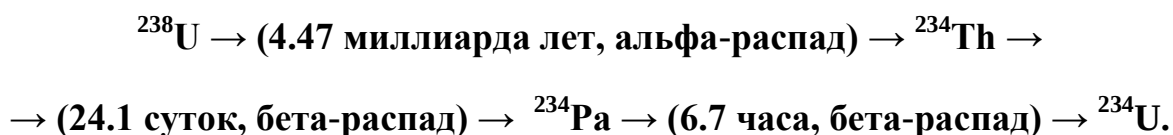
изучено и успешно применяется для решения фундаментальных и прикладных задач в науках о Земле благодаря тому, что диапазон вариаций изотопных отношений легких элементов значительно больше, чем у тяжелых. Это обусловлено рядом факторов, таких как высокая относительная разница масс изотопов легких элементов, переменное фазовое состояние при многократно повторяющихся природных процессах. В силу названных выше причин, разделение легких изотопов происходит во многих природных процессах и носит глобальный характер, особенно широко эти процессы развиты в гидросфере (*Ферронский, Поляков, 2009*). Межфазовые переходы, связанных с молекулами воды изотопов в результате многих сотен повторяющихся циклов испарения-конденсации, промерзания–протаивания определяют огромное разнообразие изотопных вариаций и служат основой методов палеотермометрии, палеогеокриологических реконструкций и др. (*Васильчук, 2011*). Фракционирование изотопов тяжелых элементов в природных условиях, например, таких как изотопы урана, долгое время считалось невозможным, поскольку разница в их массах мала и, кроме того, энергии связей тяжелых изотопов больше, чем у легких, т.е. тяжелые сидят в решетке прочнее. В 1954 году В.В. Чердынцевым и П.И. Чалом было открыто явление разделения четных изотопов урана при переходе из твердой фазы в жидкую (эффект Чердынцева-Чалова) (*Чердынцев, Чалов, 1977*). Было установлено, что практически вся гидросфера Земли обладает избытком изотопа урана-234 в результате взаимодействия природных вод с горными породами (*Чердынцев, 1969; Чалов, 1975*). Изотопный состав урана в мировом океане имеет постоянную величину $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}=1.14$ Бк/Бк (*Koide, Golberg, 1965*). Согласно многочисленным исследованиям, последовавшим с момента открытия эффекта Чердынцева-Чалова, средний изотопный состав урана поверхностных вод большинства регионов Земли изменяется незначительно и характеризуется величинами отношения альфа-активностей $\gamma=^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ порядка 1.10-1.40 (*Киселев, 2005*). В

грунтовых и межпластовых водах эта величина несколько возрастает в результате выщелачивания более подвижного изотопа ^{234}U , что обусловлено взаимодействием вод с вмещающими породами. Собственно-пластовые воды (воды вековых подземных потоков) верхних водоносных горизонтов зоны активного водообмена Восточно-Европейской платформы преимущественно характеризуются величиной γ порядка 1.40-1.80 (Тихонов, 2009). С замедлением характера водообмена в глубоких водоносных горизонтах изотопное отношение урана стремится к 1, по причине относительно быстрого по сравнению с материнским нуклидом распада изотопа ^{234}U и уменьшением скоростей выщелачивания продуктов распада из пород.

К настоящему времени исследование вариаций отношения альфа-активностей четных изотопов урана ($\gamma = ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) в различных природных объектах открыло широкие возможности использования величины $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, как индикатора ряда геологических и гидрогеологических процессов. Основная часть работ в этой области, посвящена изучению изотопного состава урана в гидросфере и в значительно меньшей степени освещены вопросы, касающиеся неравновесного урана в горных породах. В настоящее время изотопное отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в основном используется в гидроиндикационных исследованиях в качестве высокоточного индикатора источника формирования потоков подземных вод (Riotte, Chabaux, 1999; Тихонов, 2009). Использование отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ дает ценную информацию при оценке источников восполнения запасов (Robacketal., 2001) и разделения потоков подземных вод (Luoetal., 2000; Maheretal., 2006), определении пропорций смешения нескольких источников (Osmond, etal., 1968), а также изучении динамики взаимодействия в системе «вода-порода» (Grzymkoetal., 2007). Кроме этого, изотопное отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ используются при исследовании процессов накопления урана в экзогенных условиях (Восель, 2015).

Основной причиной нарушения равновесия $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ при переходе из твердой фазы в жидкую рассматривается процесс альфа-распада ^{238}U , вследствие которого изотопы ^{234}U и ^{238}U в кристаллической структуре минералов занимают неравное положение. Основными механизмами фракционирования урана рассматриваются: преимущественное высвобождение не связанного с кристаллической решеткой ^{234}U из дефектов минералов и прямая эжекция ядра отдачи ^{234}Th в воду вблизи границ минеральных зерен (*Киселев, 1999; Maher et al., 2004*).

Цепочка радиоактивных превращений ^{238}U в ^{234}U выглядит следующим образом:



Радиоактивное равновесие между дочерним изотопом и родоначальником ряда устанавливается за небольшие по сравнению с деятельностью геологических процессов периоды – примерно 1 млн. лет. Поэтому в природных соединениях возникших 1 миллион лет тому назад наблюдается радиоактивное равновесие (*Чердынцев, 1969*).

Однако изотопный состав урана подземных вод рудных месторождений резко отличается от среднего состава гидросферы. Подземные воды, циркулирующие в пределах рудных тел, обладают существенным избытком изотопа ^{234}U (*Киселев, 1999, 2005*).

В работе (*Чалов и др., 1990*) впервые было показано, что воды рудных месторождений и рудных полей Северного, Срединного и Южного Тянь-Шаня обладают высокими избытками урана-234, что отражается и на поверхностных водах в этих районах за счет взаимодействия поверхностных и подземных вод. Поверхностные воды, находясь в условиях активного окисления минералов поглощают уран близкий к равновесному из растворенной части горных пород. Замедленное

окисление и растворение горных пород способствует увеличению избытка урана-234. Показано, что в условиях формирования подземных вод месторождений в окисленных рудных зонах и не окисленных изотопный состав урана сильно различается. В окисленных зонах в водах возрастает концентрация урана и убывает избыток урана-234, в не окисленных зонах возрастет избыток урана-234 и убывает концентрация суммарного урана.

Рудные месторождения на Восточно-Европейской платформе также сопровождаются увеличением отношения активностей изотопов урана в подземных водах. Так, например, в подземных водах Костомукшского железорудного месторождения обнаруживается избыток урана-234 до 7 единиц активности (Киселев, Зыков, 2013).

Изотопный состав урана подземных вод рудных месторождений геосинклинальных и платформенных областей характеризуется аналогичным поведением изотопов урана в подземных водах, циркулирующих в пределах рудных залежей и сопровождается аномальным избытком урана-234.

В настоящее время проводятся исследования по применению четных изотопов урана в подземных водах для решения задач тектоники и сейсмологии в качестве индикатора активных разломов и определении текущих деформаций коры на примере Байкальской рифтовой зоны. Аномально высокие значения изотопного отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах отражают текущие напряженно-деформированные состояния разломов и соответствуют проявлению сейсмических событий (Рассказов и др., 2014; Чебыкин и др., 2015). Глубинные разломы по аномалиям изотопного состава урана выделяются также в условиях платформенных областей. На основе комплексных изотопно-гидрогеохимических исследований в центральной части Восточно-Европейской платформы установлена неотектоническая активизация ряда древних тектонических нарушений глубокого заложения (Тихонов, 2009).

Исследование изотопов урана подземных вод в областях развития кимберлитового магматизма впервые было выполнено сотрудниками Всероссийского научно-исследовательского института гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО) (Ежова, Поляков, 1981). На основе изучения изотопного состава урана подземных вод, циркулирующих в пределах кимберлитовых трубок Якутской алмазоносной провинции были установлены аномальные избытки ^{234}U . Высокое отношение альфа-активностей четных изотопов урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ было выделено в качестве одного из поисковых признаков для обнаружения кимберлитовых трубок и зарегистрировано в качестве изобретения (Ежова, Поляков, 1981).

В районе Карлинских дислокаций, расположенных в северной части Приволжской возвышенности на основе изучения изотопного состава урана подземных вод в соответствии с изобретением ВСЕГИНГЕО, сделано предположение о существовании в пределах данной области обширной алмазоносной провинции, представляющей собой кольцевую структуру радиусом около 40-50 км. Величина изотопного отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах достигает более 20 единиц активности. Уран-изотопные аномалии сопровождаются характерными для алмазоносных трубок повышенными концентрациями цинка, свинца, циркония и алюминия в подземных водах (Тихонов и др., 2005).

В пределах Архангельской алмазоносной провинции впервые изотопный состав урана подземных вод был исследован на трубке им. Ломоносова (Киселев, 1999). Полученные результаты показали что, как и на трубках Якутии, на месторождении алмазов им. М.В. Ломоносова в подземных водах имеет место аномальный избыток урана-234, значительно превышающий величину $\gamma = ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах поверхностного стока данной территории. Таким образом, в областях развития кимберлитового магматизма для подземных вод, циркулирующих вблизи трубок, характерен единый механизм формирования неравновесного урана.

Согласно мнению ряда исследователей (*Чердынцев, 1969; Титаева, 2005*) разделение изотопной пары урана в минеральных средах не проявляется, а фракционирование происходит лишь на контакте твердой и жидкой фаз, при переходе из горной породы в воду, обогащая последнюю, выбитыми из узлов кристаллических решеток дочерними изотопами ^{234}U . Наблюдаемые в суммарном уране различных минералов и горных пород избытки изотопа ^{234}U объяснялись его аутигенным происхождением из природных вод (*Чердынцев, 1969*). Из коренных пород идет вынос атомов ^{234}U , которые под действием природных вод накапливаются в переотложенных породах с возрастом значительно меньшим, чем период полураспада ^{234}U . Поэтому в современных отложениях таких как, донные осадки, почвы, торф, формирующихся не более первых сотен лет, наблюдается увеличение отношения альфа-активностей четных изотопов урана в твердой фазе. Позднее было установлено, что во вмещающих породах и рудах в пределах полиметаллических, ртутно-сурьмяных и ртутных месторождений также отмечаются широкие пределы изменения величины отношения $\gamma = ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, что, казалось бы, невозможно, учитывая несоизмеримость времени образования древних месторождений и периода полураспада урана 234. В результате этих исследований было установлено, что в ближней зоне месторождений избыток изотопа ^{234}U в горных породах максимальный, а с удалением от месторождений отношение альфа-активностей изотопов урана падает до равновесных значений. В результате установленных закономерностей, выражающихся в увеличении избытка урана от безрудных пород к рудосодержащим структурам до рудных месторождений, разработан ряд методов интерпретации уран-изотопной информации для прогноза месторождений полезных ископаемых (*Киселев, 2005*).

Исследование четных изотопов урана в кимберлитах впервые было выполнено на примере трубок алмазоносных районов Якутии (*Зверев и др., 1976; Зверев и др., 1979*). Исследуемый материал, отобранный из 13

кимберлитовых трубок с различных глубин, был представлен исключительно кимберлитовым веществом. Было показано, что в целом кимберлиты сохраняют близкое к равновесному изотопное отношение урана. Неравновесное изотопное отношение урана отмечено для нескольких образцов разрушенных кимберлитов, приуроченных к водоносным горизонтам. Г.П. Киселевым (1999) было выполнено исследование изотопного состава урана в кимберлитах и вмещающих породах трубок Мир и Спутник Якутской алмазоносной провинции. Этими исследованиями было впервые показано, что во вмещающих отложениях в зоне разлома, приуроченных к околотрубочному пространству кимберлитовых тел обнаруживается нарушение изотопного равновесия урана в сторону увеличения активности дочернего изотопа ^{234}U (Киселев, 1999). Это позволило по-новому взглянуть на использование изотопного отношения урана в качестве признака кимберлитовых тел.

2.3. Естественные радиоактивные элементы в кимберлитовом магматизме и применение радиометрических методов для поисков кимберлитовых тел

Ранее радиоактивные свойства кимберлитовых пород не рассматривались в качестве критерия при проведении поисковых работ на алмазы (Контарович, Цыганов, 2000). Согласно основополагающей работе А.А. Смыслова (1974) по исследованию геохимии урана и тория в земной коре и в частности магматическом процессе, изверженные породы ультраосновного состава к которым относятся и кимберлиты, характеризуются минимальным содержанием радиоактивных элементов (по урану >1 г/т). С уменьшением содержания кремнекислоты в магматическом расплаве, резко уменьшается концентрация радиоактивных элементов. Однако с накоплением данных о содержании радиоэлементов в

кимберлитах различных алмазоносных провинций мира было установлено, что концентрация U и Th в них может сильно варьировать.

Первые данные по содержанию U и Th в кимберлитах были приведены в статье Л.Ш. Аренса (*Ahrensetal., 1967*) для африканских образцов. Затем в работе (*Lutts, Mineeva, 1973*) появились данные по содержанию радиоактивных элементов в породах кимберлитовых трубок Сибири. Согласно этим данным содержание радиоэлементов в кимберлитах сопоставимо с гранитами и характеризует наиболее высокими концентрациями U и Th в ряду ультраосновных пород. Содержание урана в кимберлитах Сибирской платформы закономерно возрастает от южных к северным районам: от 2,0 г/т до 8,2 г/т. В.Л. Зверевым с соавторами (*Зверев и др., 1979*) также установлены высокие концентрации U в породах (около 11 г/т) и Th (около 39 г/т).

В образцах кимберлитов Индии содержание U и Th было определено Д.К. Паулем с соавторами (*Paul et al., 1977*). Для 21 образца кимберлитов Индии был отмечен широкий разброс значений концентрации урана и тория. Содержание суммарного урана колебалось от 1,87 до 3,93 г/т, тория – от 14,02 до 60,44 г/т. Были отмечены переменность и сложность корреляционных связей U, Th, K и сделаны выводы о том, что обогащение U связано с процессами подъема кимберлитовой магмы.

Исследование естественных радиоактивных элементов гамма-спектрометрическим методом в кимберлитах и вмещающих породах района Форт де ла Корн (Канада) представлено в работе (*Mwenifumbo, Kjarsgaard, 1999*). На основе анализа кимберлитов и образцов вмещающих меловых отложений было показано принципиальное их отличие по содержанию K, U и Th. Показано, что кимберлиты обогащены ураном и торием и обеднены калием. Кроме того, установлено, что радиоактивность кимберлитов связана с акцессорными минералами апатита и перовскита.

Согласно работам (*Лапин, Толстов, 2007; Фролов и др., 2005*) кимберлиты ААП характеризуются значительно более низкими

концентрациями U и Th по сравнению с известными кимберлитовыми провинциями мира. Кроме того, А.А. Фроловым с соавторами (2005) для кимберлитов ААП установлены отрицательные аномалии высокочередных редких элементов, тория, титана и низкие величины индикаторных отношений Ce/Y, Nb/Zr и Th/U. На основании этих данных, кимберлиты ААП были выделены в отдельный геохимический тип – D. Существенным является и отличие кимберлитов D-типа от кимберлитов традиционных алмазоносных районов Якутии в минеральном составе, который обуславливает их низкую магнитную восприимчивость (*Лапин, Толстов, 2007*), что затрудняет применение магниторазведки для поисков кимберлитов этого типа.

Таким образом, данные по содержанию радиоэлементов в кимберлитах ААП свидетельствуют об их низкой радиоактивности. Тем не менее, известным является то, что в приконтактных зонах магматических тел накапливаются радиоактивные элементы в результате формирования восстановительных условий в околотрубочном пространстве под действием щелочных флюидов (*Смыслов, 1974; Арбузов, Рихванов, 2009*). Магматическое тело при этом выступает в качестве геохимического барьера. Концентрирование радиоактивных элементов в околотрубочном пространстве создает вторичные ореолы рассеяния во вмещающих и перекрывающих отложениях, обуславливая их повышенную радиоактивность (*Контарович, Цыганов, 2000; Цыганов, Контарович, 2004*).

Аэрогамма-спектрометрические работы на территории Якутской алмазоносной провинции показали, что многие кимберлитовые трубки выделяются на фоне вмещающих отложений повышенными концентрациями тория и пониженными калия, представленными вторичными геохимическими ореолами, которые совпадают с ореолами индикаторных минералов от кимберлитов (*Бабаянц и др., 2006*). Радиометрические и гамма-спектрометрические съемки хорошо

zareкомендовали себя при поисках коренных месторождений алмазов туффизитового типа, которые на участках с малой мощностью покровных отложений выделяются повышенной радиоактивностью (*Рыбальченко и др., 2011*). Высокая перспективность использования гамма-спектрометрии для обнаружения кимберлитовых тел была показана на примере алмазоносных районов Канады (*Mwenifumbo, Kjarsgaard, 1999*).

В период открытия первых алмазоносных трубок ААП гамма-спектрометрия в аэро-варианте применялась в комплексе с традиционными геофизическими методами, но дальнейшего развития не получила, хотя было показано, что в благоприятных ландшафтно-геологических условиях непосредственно кимберлитовые тела выделяются аномалиями гамма-поля (*Бабаянц и др., 2006*). Основной причиной, осложняющей применение аэрогамма-спектрометрической съемки на территории ААП, является развитие мощной толщи перекрывающих отложений, создающей сложную картину ореолов рассеяния радиоэлементов от кимберлитов. В связи с этим, такие слабо проявленные аномалии можно зафиксировать только в прямом контакте с горной породой при наземных измерениях. Аэрогамма-спектрометрическая съемка при этом оказывается не эффективной, так как при ее проведении излучение на детектор приходит из суммарной площади радиусом более 100 м при высокой скорости полета. Таким образом, основным направлением развития радиометрических методов поисков кимберлитовых тел на территории ААП является увеличение чувствительности гамма-съемки, которая может быть достигнута в результате перехода к наземной гамма-спектрометрии, благодаря приближению детектора к объекту исследования.

Определенные перспективы имеет применение эманационных исследований при поисках кимберлитовых тел. Так в работе (*Магомедова и др., 2015; Магомедова, Удортин, 2016*) представлены результаты полевых исследований объемной активности радона над кимберлитовыми трубками Тимана. Установлено, что над трубками наблюдаются

аномальные значения эманаций радона относительно фоновых значений, что обусловлено развитием трещиноватых зон в околотрубном пространстве.

Таким образом, сделанный краткий обзор позволяет сделать вывод о перспективности развития радиометрических методов для поисков кимберлитовых тел на территории Архангельской алмазоносной провинции. Важным при этом является комплексный подход в использовании различных радиометрических методов и интерпретации полученных данных по структурно-геологическому принципу, который позволит повысить эффективность радиометрии для поисков коренных месторождений алмазов.

ГЛАВА 3. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика исследований включала в себя проведение полевых и лабораторных работ. В ходе полевых работ выполнялся отбор образцов кимберлитов и вмещающих пород, проводилась наземная гамма-спектрометрическая съемка, а также исследование объемной активности радона в почвенном воздухе.

Аналитические определения проводились в лаборатории экологической радиологии Института геодинамики и геологии ФИЦКИА РАН. На базе лаборатории выполнялись альфа-спектрометрические и гамма-спектрометрические исследования с химической и физической пробоподготовкой.

3.1. Альфа-спектрометрия

Определение изотопного состава урана в водах, кимберлитах и вмещающих отложениях проводилось на основе методик ВИМС «Методики выполнения измерений активности изотопов урана в почвах, горных породах, грунтах... в пробах природных вод альфа-спектрометрическим методом с радиохимической подготовкой», а также «Методического руководства по уран-изотопному моделированию динамики подземных вод в условиях активного водообмена» Института физики Киргизской академии наук. Сущность методик заключается в селективном выделении изотопов урана из проб горных пород и вод радиохимическими методами и измерения их на альфа-спектрометре.

Радиохимическая подготовка проб горных пород и руд

Измельченную пробу до размера фракции около 200 меш переводили в тefлоновую чашку, смачивали дистиллированной водой с добавлением

1 см³ изотопного индикатора U-232 (точность введения индикатора в пробу была не хуже 3%). Затем приливали 40 см³ HF и 10 см³ HClO₄, накрывали тefлоновой крышкой и нагревали до появления паров HClO₄. Обработку HF повторяли еще 2 раза.

После окончания разложения и охлаждения раствора края чашки и крышку обмывали водой и снова выпаривали до появления густых белых паров HClO₄ в открытой чашке. Эту операцию повторяли еще дважды. Окончательно раствор выпаривали до влажных солей.

Соли растворяли при кипячении в 50 см³ 7М HNO₃. Раствор, содержащий изотопы урана, переводили в делительную воронку, добавляли 30%- ный раствор свежеочищенного ТБФ в толуоле (соотношение водной и органической фаз 4:1) и проводили экстракцию радионуклидов в течение 5 минут.

После разделения фаз маточный раствор сливали обратно в стакан, а органический экстракт промывали по 1 минуте сначала 2 раза равным объемом 7М HNO₃, а затем 1 раз равным объемом раствора 0.25М HNO₃ в 0.04М HF. Маточный раствор и промывные воды отбрасывали.

Далее проводили реэкстракцию изотопов урана промыванием в течении 1 минуты органической фазы 3 раза равным объемом дистиллированной воды. Объединенный водный реэкстракт выпаривали досуха, обрабатывали 5 см³ концентрированной HNO₃ для удаления следов органических веществ и снова выпаривали досуха.

Радиохимическая подготовка водных проб

Концентрирование урана из природных вод проводилась в полевых условиях, поскольку предполагаемое содержание урана в них могло составлять $n \cdot (10^{-6} - 10^{-7})$ г/дм³, что требовало манипуляций с не менее чем 20 литровым объемом воды, что в свою очередь значительно затрудняло транспортировку проб. Используемый в исследовании полевой метод

концентрирования урана из вод заключался в осаждении его на древесный активированный уголь марки БАУ, сорбирующий избирательно до 80% урана, содержащегося в водах.

Пробы природных вод отбирались в объеме 20 литров. Для контроля выхода урана из воды, а также определения концентрации и изотопного отношения в нее перед сорбцией добавляли трассер ^{232}U – искусственный долгоживущий изотоп урана с периодом полураспада 74 года. Активность вводимого в каждую пробу трассера составляла от 0,0231 до 0,0265 Бк. После этого в водную пробу вводился 0,1%-ный раствор метилоранжа (1 мл на 20 л воды). Далее воду подкисляли соляной кислотой до $\text{pH} = 1-2$, для перевода соединений урана в водорастворимую ионную форму. Кислотность воды контролировалась по измерению цвета индикатора на бледнорозовый. Через 6 часов в пробы вводился гексаметиленetetрамин (уротропин) до $\text{pH} = 4,5 - 5,5$. Розовая окраска воды при этом изменялась на светло-желтую. При такой кислотности ионы урана гидролизуются, образуются малорастворимые соединения урана различной валентности ($\text{U}(\text{OH})^{3+}$, OU_2^{2+} , $\text{U}_2\text{O}_5^{2+}$, U_3O_8^+ (*Аналитическая химия урана, 1963*). Для адсорбции урана из воды в пробы добавляли 15-20 г порошка активированного угля и тщательно перемешивали в течение 5 минут. После оседания угля (8-20 часов) пробу декантировали, а осадок высушивался на воздухе и отправлялся в стационарную лабораторию для дальнейшей радиохимической обработки.

Порошок активированного угля, содержащий сорбированный из воды уран озоляли в муфельной печи при температуре около 600°C .

Далее озоленный остаток растворяли дистиллированной водой с добавлением соляной кислоты до $\text{pH}=1$. Затем пробу кипятили под часовым стеклом в течение 20 минут, после чего добавляли раствор хлорного железа из расчета 50 мг железа на 1 л пробы, и осаждают гидроксиды аммиаком ($\text{pH}=8$).

После отстаивания в течение 1-2 часов прозрачный раствор декантировали над осадком. Затем осадок отфильтровывали через фильтр "белая лента" диаметром 11 см. Фильтрат отбрасывали.

Осадок на фильтре растворяли 50 см³ горячей 7М азотной кислоты, приливая ее небольшими порциями, так, чтобы захватить весь осадок, после чего фильтр промывали еще два раза по 10 см³ горячей азотной кислоты.

Полученный азотнокислый раствор, содержащий изотопы урана, переводили в делительную воронку и приливали 15 см³ свежеочищенного 30%-го раствора ТБФ в толуоле. Дальнейшие этапы экстракции и реэкстракции аналогичны методике предназначенной для горных пород.

Электролитическое осаждение изотопов урана

Сухой остаток, содержащий изотопы урана, растворяли в 10 см³ 2 %-го раствора соды при нагревании, отфильтровывали через фильтр «синяя лента» и переносили в электролитическую ячейку. Фильтр и стакан обмывали 5 см³ электролита и присоединяли к основному раствору. Электроосаждение изотопов урана проводили на подложку из нержавеющей стали диаметром 34 мм в течении 30 минут при постоянном токе 2А. Подложку непосредственно перед использованием очищали мелкой наждачной бумагой и протирали ацетоном.

По окончании электролиза диск обмывали дистиллированной водой и высушивали на воздухе. Полученный счетный образец измеряли на альфа-спектрометре «Прогресс-альфа».

Выполнение измерений на альфа-спектрометре «Прогресс-альфа»

С целью обеспечения наиболее точных определений величины отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (1-2%), измерение изотопного состава и концентрации

урана в пробах производили с использованием альфа-спектрометра «Прогресс-альфа» ФВКМ.412131.002-01 с полупроводниковым детектором. Рабочий диапазон регистрируемых энергий альфа-излучения от 2 до 8 МэВ, разрешающая способность альфа-спектрометра составляет 30 кэВ на линии ^{210}Po ($E=5304$ кэВ). Контроль параметров спектрометра в процессе измерения проб проводили по контрольному источнику плутония, параметры которого приведены в *табл. 3.1*. Альфа-спектр представлен на *рис. 3.1*.

Табл. 3.1. Параметры калибровочного источника плутония.

Калибровочный источник	Изготовитель	Изотопы	Активность, Бк	Примечание
ОИСН-242 №6	ФГУП «ВИМС»	^{238}Pu	9,837	См. спектр на рис.3.1
		^{239}Pu	3,549	
		^{242}Pu	4,288	

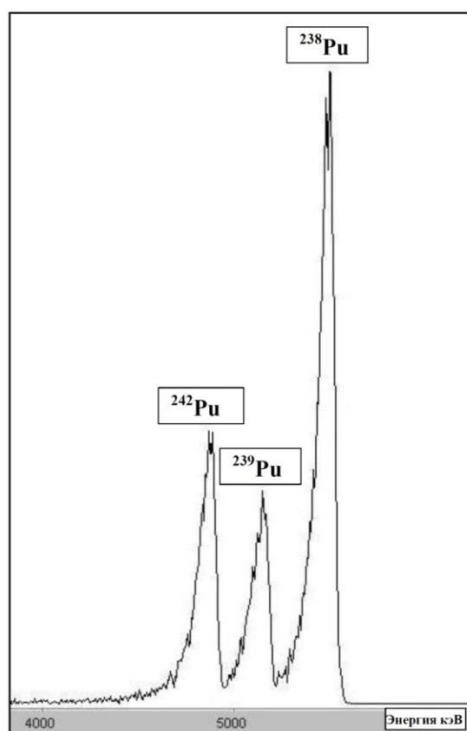


Рис. 3.1. Альфа-спектр калибровочного источника плутония ОИСН-242 №6.

Калибровку спектрометра проводили в течение 300 с, после чего сравнивали позиции пиков и скорости счета с контрольными значениями.

По измеренному альфа-спектру счетного образца производится расчет концентрации урана по формуле:

$$m = A / 12381,5 \quad (1)$$

где, A – активность счетного образца, 12381,5 – активность 1 г урана-238, поскольку в природе 99,27% изотопной смеси занимает ^{238}U преобладает изотоп ^{238}U .

Абсолютную активность приготовленного образца измеряют по формуле:

$$A_i = (S_i * A_0) / S_{\text{инд}} \quad (2)$$

где, S_i и $S_{\text{инд}}$ – площадь аналитических пиков определяемых изотопов урана (^{234}U , ^{238}U) и изотопного индикатора ^{232}U после вычитания фоновых импульсов;

A_0 – исходная активность изотопного индикатора, Бк

Суммарная погрешность анализа δ определяется формулой:

$$\delta = \delta_{\text{sys}} + \delta_{\text{st}} \quad (3)$$

Систематические δ_{sys} и статистические δ_{st} составляющие суммарной погрешности находят по формулам:

$$\delta_{\text{sys}} = \sqrt{\delta_1^2 + \delta_2^2 + \delta_3^2} \quad (4)$$

где δ_1 – погрешность аттестации изотопного индикатора ($\leq 3\%$),

δ_2 – погрешность введения изотопного индикатора ($\leq 3\%$),

δ_3 – погрешность отбора объема пробы.

Таким образом, значение неисключенной систематической составляющей погрешности максимальное значение в методике составляет δ_{sys} 5 %.

$$\delta_{\text{st}} = \sqrt{\delta_i^2 + \delta_{\text{инд}}^2} \quad (5)$$

где, δ_i , $\delta_{\text{инд}}$ – статистические погрешности измерения площадей пиков изотопов урана.

В общем случае при равном времени измерения счетного образца и фона значения δ_i , $\delta_{\text{инд}}$ находят из выражения:

$$\delta_{\text{st}(i, \text{инд})} = (2\sqrt{S_{\text{и,инд}} + 2S_{\text{ф}}})/S_{\text{и,инд}} \quad (6)$$

где, $S_{\text{ф}}$ – набор фоновых импульсов в соответствующих областях аналитических пиков за время измерения.

Поскольку альфа-спектрометр имеет очень низкий и стабильный фон, скорость счета образца превышает скорость счета фона в 20-30 и более раз. С учетом этого формула (6) может быть упрощена:

$$\delta_{\text{st}(i, \text{инд})} = (2\sqrt{S_{\text{и,инд}}}/S_{\text{и,инд}} \quad (7)$$

3.2. Гамма-спектрометрия

Лабораторные измерения активности радионуклидов

Методика определения активности гамма-излучающих радионуклидов в счетных образцах основана на регистрации сцинтилляционных спектров гамма-излучения, испускаемого веществом счетного образца, с последующей обработкой их на компьютере. Исследования проводились на основе методики измерений, разработанной в Центре метрологии ионизирующих излучений ГМЦ «ВНИИФТРИ» Госстандарта РФ. Основным итогом применения настоящей методики являлось определение значений активности гамма-излучающих радионуклидов в счетном образце и расчет погрешности каждого измерения.

В данной работе регистрация гамма-излучений от счетного образца горных пород и руд, а также обработка спектров проводилась с использованием программно-аппаратурного комплекса «Прогресс-гамма» ФВКМ.412131.002-03 в который входит: сцинтилляционный блок детектирования гамма-излучения на основе кристалла йодистого натрия NaI (Tl), блок питания и усиления импульсов, плата аналогово-цифрового преобразователя (АЦП) свинцовая защита блока детектирования от фонового излучения, калибровочный источник $^{137}\text{Cs}+^{40}\text{K}$, персональный компьютер.

Калибровка гамма-спектрометра по энергии для контроля за сохранностью параметров установки проводилась после каждого измерения с использованием комбинированного контрольного источника ОИСН-137-1 в сосуде Маринелли – 1 литр. Аппаратурный спектр калибровочного источника $^{137}\text{Cs}+^{40}\text{K}$ представлен на *рис. 3.2*.

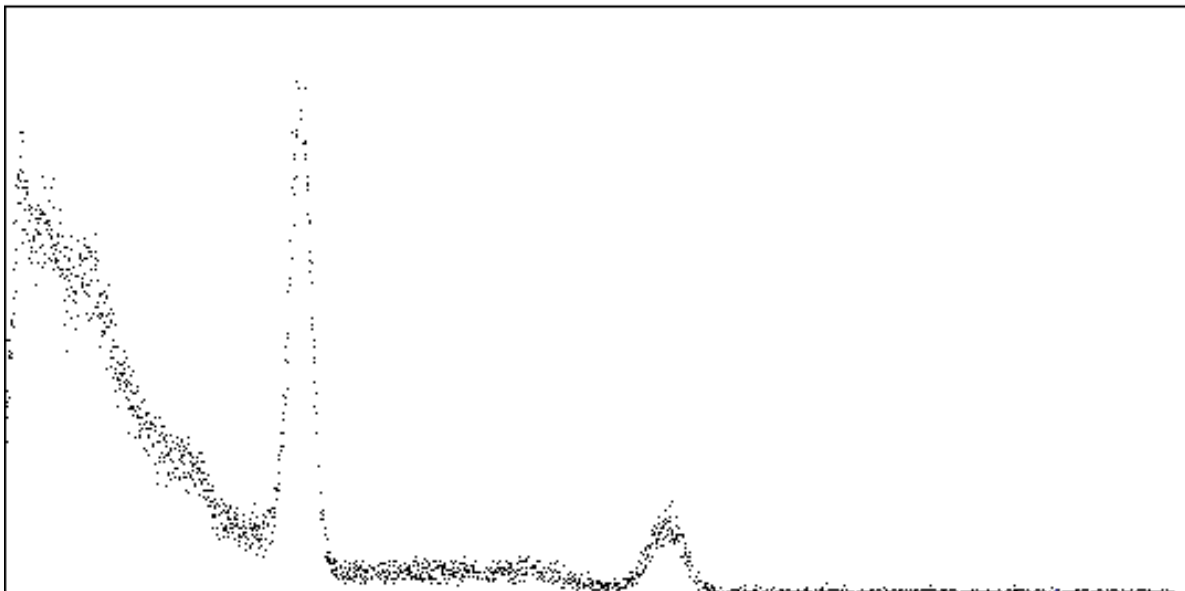


Рис. 3.2. Аппаратурный спектр калибровочного источника ОИСН-137-1 ($^{137}\text{Cs}+^{40}\text{K}$).

Для экспонирования счетных образцов применялся измерительный кювет - сосуд Маринелли. Обработка спектров, расчет значений активности и погрешности производились с использованием программного обеспечения ПРОГРЕСС.

Минимальное время экспонирования счетного образца составляло 3600 секунд. Однако в зависимости от активности пробы время экспонирования в отдельных образцах со слабой активностью увеличивалось.

Полевые гамма-спектрометрические исследования

Полевые гамма-спектрометрические исследования выполнялись в пешеходном варианте и автомобильном варианте с использованием высокоточного мобильного сцинтилляционного гамма-спектрометрического комплекса RS-701 (Канада). Базовое оборудование комплекса RS-701 представлено на *рис. 3.3*. Комплекс RS-701 имеет усовершенствованный цифровой спектрометр (ADS) с высоким разрешением (1024 канала), позволяющим в режиме реального времени

выполнять измерения общей радиоактивности местности в cps, а так же раздельного измерения концентрации суммарного урана (ppm), тория (ppm) и калия в процентах (%). Комплекс оборудован встроенным GPS-приемником, позволяющим осуществлять точную привязку каждого измерения. В системе используется передовая технология DSP (цифровая обработка данных)/ FPGA (программируемая в поле матрица логических элементов).



Рис. 3.3. Базовое оборудование гамма-спектрометрического комплекса RS-701.

В комплексе используется программное обеспечение RAD Assist, благодаря которому, возможно проводить обработку данных непосредственно в полевых условиях.

Гамма-спектрометрические измерения велись на высоте 1,2 м над поверхностью земли. В общей сложности, гамма-спектрометрическим комплексом RS-701 в районах исследований было выполнено более 100 000 измерений.

3.3. Радоновая съемка

Исследования объемной активности радона в почвенном воздухе проводились автоматизированным радиометром радона PPA-01M-03 (ООО «НТМ-Защита», Россия) (Рис. 3.4). Радиометр радона предназначен для

проведения измерений объемной активности ^{222}Rn и количества распадов ^{216}Po (ThA). Диапазон измерения прибора от 20 до $2.0 \cdot 10^4$ Бк/м³. Основная относительная погрешность измерения не превышает 30% при доверительной вероятности 0.95.



Рис. 3.4. Автоматизированный радиометр радона РРА-01М-03

Основными узлами радиометра являются измерительная камера с фильтром и пассивированным поверхностно-барьерным полупроводниковым детектором типа ДКПС-200, микровоздуходувка, климатическая камера с датчиками температуры, влажности и давления, зарядочувствительный предусилитель, высоковольтный блок питания, автономный источник питания, а также блок управления с расположенными в нем элементами управления и индикации на базе микропроцессора. Измерение объемной активности радона-222 и торона-220 основано на электростатическом осаждении положительно-заряженных ионов ^{218}Po (RaA) и ^{216}Po (ThA) из отобранной пробы воздуха на поверхность ППД с помощью высокого положительного потенциала, поданного на электрод измерительной камеры. Активность радона-222 и торона-220 определяются соответственно по количеству зарегистрированных альфа-частиц при распаде RaA и ThA альфа-спектрометрическим методом.



Рис. 3.5. Бурение шурфа
грунтовым мотобуром для
откачки подпочвенного воздуха

Для измерения объемной активности радона в подпочвенном воздухе производилось бурение шурфов на глубину 0,5 м диаметром 0,2 м грунтовым мотобуром (рис. 3.5).



Рис. 3.6. Измерение активности радона в подпочвенном воздухе.

В шурф опускался газоприемник, который присыпался грунтом, проводилась откачка грунтового газа в ионизационную камеру радиометра радона и дальнейшее измерение радона-222 и торона-220 (рис. 3.6) (Методика экспрессного..., 2006).

ГЛАВА 4. НЕРАВНОВЕСНЫЙ УРАН В ОКОЛОТРУБОЧНОМ ПРОСТРАНСТВЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО РАЙОНА

4.1. Изотопный состав урана в кимберлитах и вмещающих отложениях

На примере кимберлитовых трубок Архангельская и Пионерская Золотицкого поля месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова (рис. 4.1) был исследован изотопный состав урана в кимберлитах и породах околотрубочного пространства. Отбор образцов пород для исследования изотопного состава урана осуществлялся из разрабатываемого карьера трубки Архангельская, а также из керна разведочных скважин на трубке Пионерская.

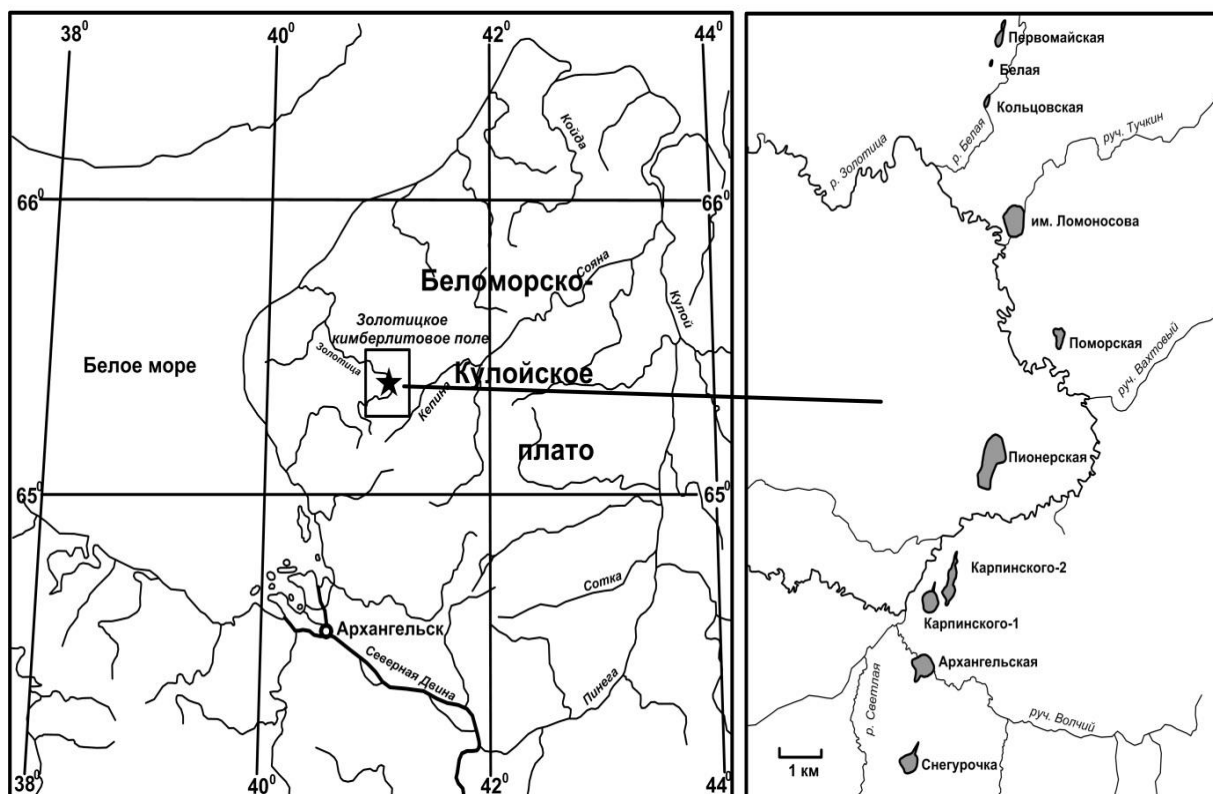


Рис. 4.1. Местоположение Золотицкого кимберлитового поля.

Трубка Архангельская. Структурная позиция трубки Архангельская определяется приуроченностью к узлу пересечения субмеридиональной кимберлитоконтролирующей разломной зоны с нарушениями северо-западного и северо-восточного направлений (Васильев, 2010). Трубки взрыва Золотицкого кимберлитового поля, в том числе трубка Архангельская, приурочены к Товскому выступу кристаллического фундамента. Геологический возраст кимберлитовой трубки оценен как поздний девон – ранний карбон. В строении жерловой фации трубки приминает участие только один тип магмы, представленной автолитовой кимберлитовой брекчией. Геологическое строение трубки Архангельская представлено на *рис. 4.2* (Васильев, 2010).

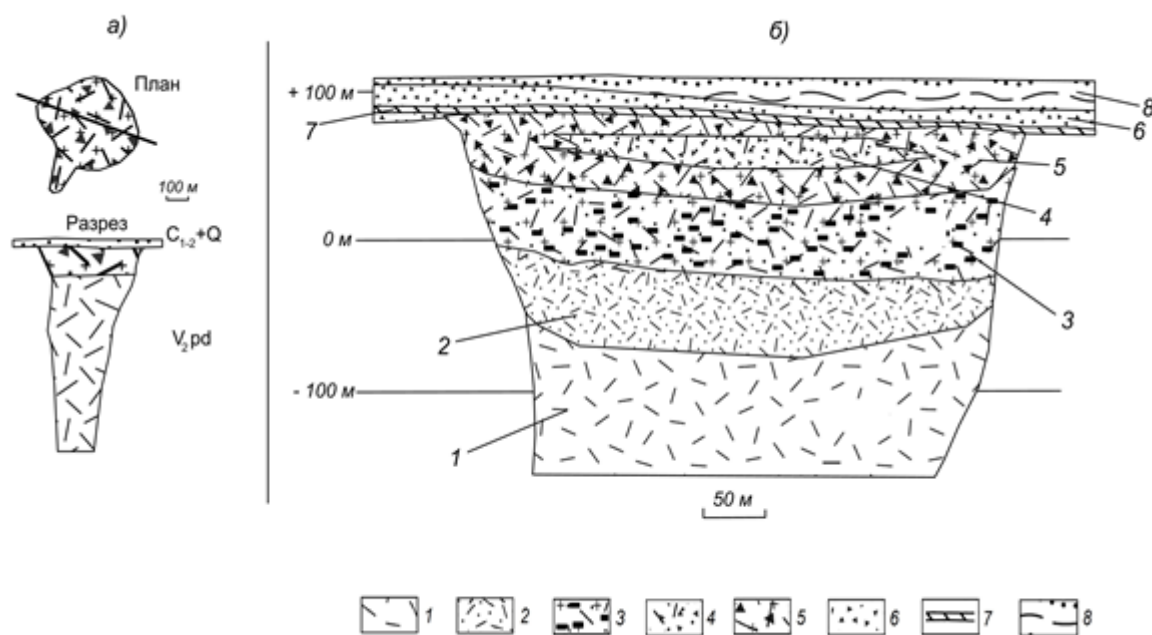


Рис. 4.2. Геологическое строение трубки Архангельская (Васильев, 2010). План (а), детали строения кратерной части и перекрывающих породы (б). Не закрашены – вмещающие породы (V_2pd).

1 – кимберлиты, 2 – туфопесчаники нижней пачки, 3 – туфогенные породы средней пачки, 4 – песчаники с кимберлитовым материалом, 5 – песчаники с кимберлитовым материалом и крупными обломками пород венда, 6 – песчаники, 7 – доломиты, 8 – отложения четвертичной системы.

Особенностью структуры кратерной части трубки является её трехчленное строение (Шпилевая, 2008). Сверху вниз выделяются вулканогенно-осадочная пачка, состоящая из песчаников, туфогенная пачка и ещё одна вулканогенно-осадочная пачка, состоящая также преимущественно из песчаников, залегающих на автолитовых брекчиях жерла. Средняя суммарная мощность осадочно-туфогенных пород кратерной фации трубки до 120 м (Шпилевая, 2008).

Вмещающей толщей в пределах вскрытого карьера трубки являются отложения верхнего венда, представленные падунской свитой мощностью около 200 м. Падунская свита сложена песчаниками с прослоями алевролитов.

Комплекс перекрывающих трубку Архангельская пород представлен отложениями среднекаменноугольного возраста, которые отнесены к урзугской свите. В разрезе урзугской свиты развиты песчаники с редкими маломощными прослоями алевролитов. Над трубкой Архангельская установлено приуроченное к ней локальное конседиментационное поднятие (Васильев, 2010) фиксируемое по сокращению мощности урзугских отложений. На толще урзугской свиты залегают четвертичные отложения.

Результаты исследования изотопного состава и концентрации урана в кимберлитах и вмещающих породах околотрубного пространства, отобранных в карьере трубки Архангельская представлены в *табл. 4.1*. Как видно из *табл. 4.1*, изотопное отношение урана $\gamma = {}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$ в изученных образцах изменяется в пределах от 0,86 до 1,60. Концентрация урана колеблется в пределах 0,61 – 4,07 ppm.

В древних породах, возраст которых более 1 миллиона лет, между четными изотопами урана наступает секулярное равновесие, выражающееся в выравнивании альфа-активностей ${}^{238}\text{U}$ и ${}^{234}\text{U}$, по причине преимущественного распада радиогенных атомов урана-234. Однако во

многих исследованных нами образцах древних пород трубки Архангельская изотопное равновесие резко нарушено.

С целью определения закономерностей пространственного положения значений отношения альфа-активностей четных изотопов урана нами была составлена карта изменения величины изотопного отношения $\gamma = {}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$ в кимберлитах и вмещающих породах по площади карьера трубки Архангельская (Рис. 4.3).

Табл.4.1. Изотопный состав и концентрация урана в породах трубки Архангельская месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова

Шифр пробы	Краткое описание пробы	Геологический индекс	Глубина, м	${}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$, Бк/Бк	U, ppm
1	2	3	4	5	6
Arh-1	Песчаник	C ₂ ur	10,0	1,14±0,04	0,83
Arh-2	Песчаник	C ₂ ur	10,0	0,86±0,01	1,19
Arh-3	Супесь морены	Q	1,0	0,99±0,02	1,42
Arh-4	Песчаник	C ₂ ur	3,1	1,04±0,03	1,27
Arh-5	Алевролит	C ₂ ur	20,5	1,12±0,01	1,03
Arh-6	Алевролит	V ₂ pd	72,8	1,00±0,03	2,81
Arh-7	Алевролит	V ₂ pd	71,7	1,00±0,01	1,14
Arh-8	Алевролит	V ₂ pd	82,4	1,09±0,01	1,45
Arh-9	Алевролит	V ₂ pd	109,8	1,27±0,02	1,05
Arh-10	Алевролит	C ₂ ur	9,9	0,93±0,01	0,90
Arh-11	Алевролит	V ₂ pd	92,0	1,10±0,01	1,17
Arh-12	Алевролит	V ₂ pd	92,0	1,09±0,01	2,68
Arh-13	Алевролит	C ₂ ur	11,7	0,98±0,02	0,76
Arh-14	Алевролит	V ₂ pd	91,6	1,43±0,03	1,22
Arh-15	Песчаник, алевролит с КМ	iD ₃ -C ₂	106,3	0,97±0,01	0,94
Arh-16	Алевролит	V ₂ pd	73,4	1,06±0,04	3,20
Arh-17	Песчаник, алевролит	V ₂ pd	104,5	1,37±0,02	0,66
Arh-18	Песчаник с КМ	iD ₃ -C ₂	106,0	1,37±0,01	4,07
Arh-19	Песчаник с КМ	iD ₃ -C ₂	103,5	1,16±0,01	1,08

Arh-20	Песчаник с КМ	$iD3-C2$	59,0	$1,45 \pm 0,03$	0,81
Arh-21	Туффит	$iD3-C2$	34,3	$0,96 \pm 0,03$	1,50
Arh-22	Песчаник	$V2_{pd}$	71,4	$1,45 \pm 0,02$	0,78
Arh-23	Песчаник	$C2_{ur}$	20,3	$1,00 \pm 0,02$	1,83
Arh-24	Туффит	$iD3-C2$	109,0	$1,02 \pm 0,02$	1,34
Arh-25	Туффит	$iD3-C2$	109,7	$1,22 \pm 0,02$	0,78
Arh-26	Туффит	$iD3-C2$	103,5	$0,84 \pm 0,02$	0,93
Arh-27	Туффит	$iD3-C2$	103,5	$1,06 \pm 0,01$	1,34
Arh-28	Туф	$iD3-C2$	63,7	$1,21 \pm 0,02$	0,61
Arh-29	Песчаник с КМ	$iD3-C2$	75,4	$1,04 \pm 0,03$	2,16
Arh-30	Песчаник с КМ	iD_3-C_2	71,8	$1,12 \pm 0,01$	1,24
Arh-31	Автолитовая брекчия	iD_3-C_2	180,0	$1,01 \pm 0,03$	0,78
Arh-32	Туф	iD_3-C_2	107,4	$1,26 \pm 0,02$	1,16
Arh-33	Туф	iD_3-C_2	110,9	$0,89 \pm 0,04$	1,57
Arh-34	Песчаник с КМ	iD_3-C_2	103,1	$0,96 \pm 0,02$	1,39
Arh-35	Песчаник	V_2_{pd}	91,0	$1,60 \pm 0,02$	0,98

Примечание. КМ – с кимберлитовым материалом.

Приведенная на *рис. 4.3* карта изменения величины γ в кимберлитах и вмещающих породах показывает, что значения неравновесного урана изменяются по площади закономерно и образуют вокруг контура трубки ореол повышенных значений γ концентрической формы с величинами более 1,1.

Ореол неравновесного урана приурочен к околотрубочному пространству и обнаруживается во вмещающих вендских породах и в отложениях кратерной фации находящихся в контакте с вендскими отложениями. Среднее отклонение от равновесия в них составляет 1,27 γ , достигая значений до 1,6 γ . В породах урзугской свиты каменноугольного возраста среднее изотопное отношение урана равно 1. Автолитовая брекчия и породы нижнего разреза кратерной фации характеризуются равновесным изотопным составом урана. В образце четвертичных

отложений также отмечается равновесная величина γ , что говорит об отсутствии здесь условий для активного разделения изотопной пары урана.

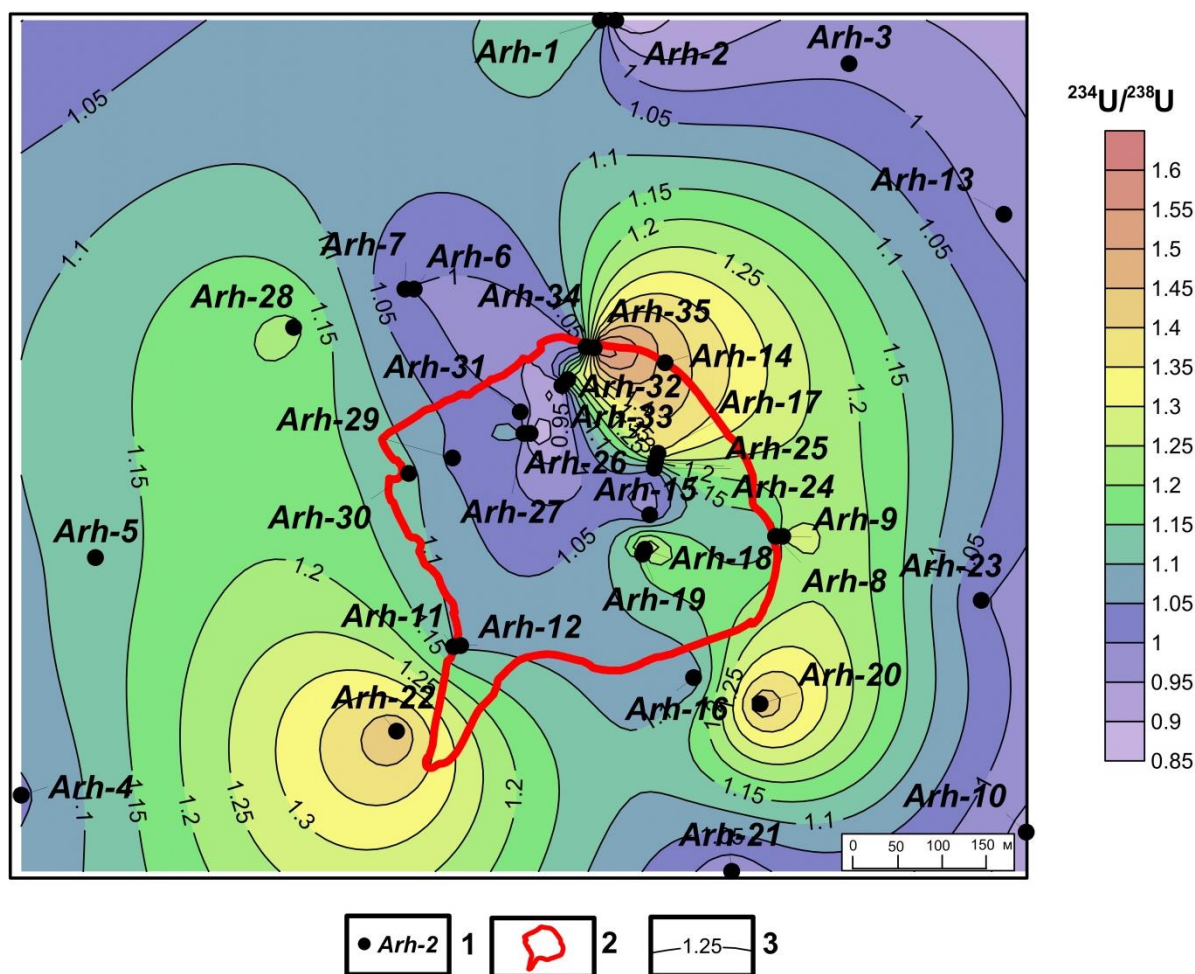


Рис. 4.3. Изменение изотопного отношения урана $\gamma = {}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$ в околотрубочном пространстве трубки Архангельская.

1 – точки отбора образцов на исследование изотопного состава урана; 2 – контур трубки Архангельская; 3 – изолинии изменения величины γ ; 4 – ореол прожилкового осветления.

В распределения концентрации урана, исследованного альфа-спектрометрическим методом (Рис. 4.4) отмечается ряд особенностей. Концентрация урана изменяется в пределах от 0,6 до 4,07 ppm.

Для автолитовой брекчии характерна низкая концентрация урана. Это также характерно для пород нижней части кратерной фации трубки.

Образцы, представленные алевролитами и песчаниками урзугской свиты венда, характеризуются средним содержанием урана около 1,2 ppm.

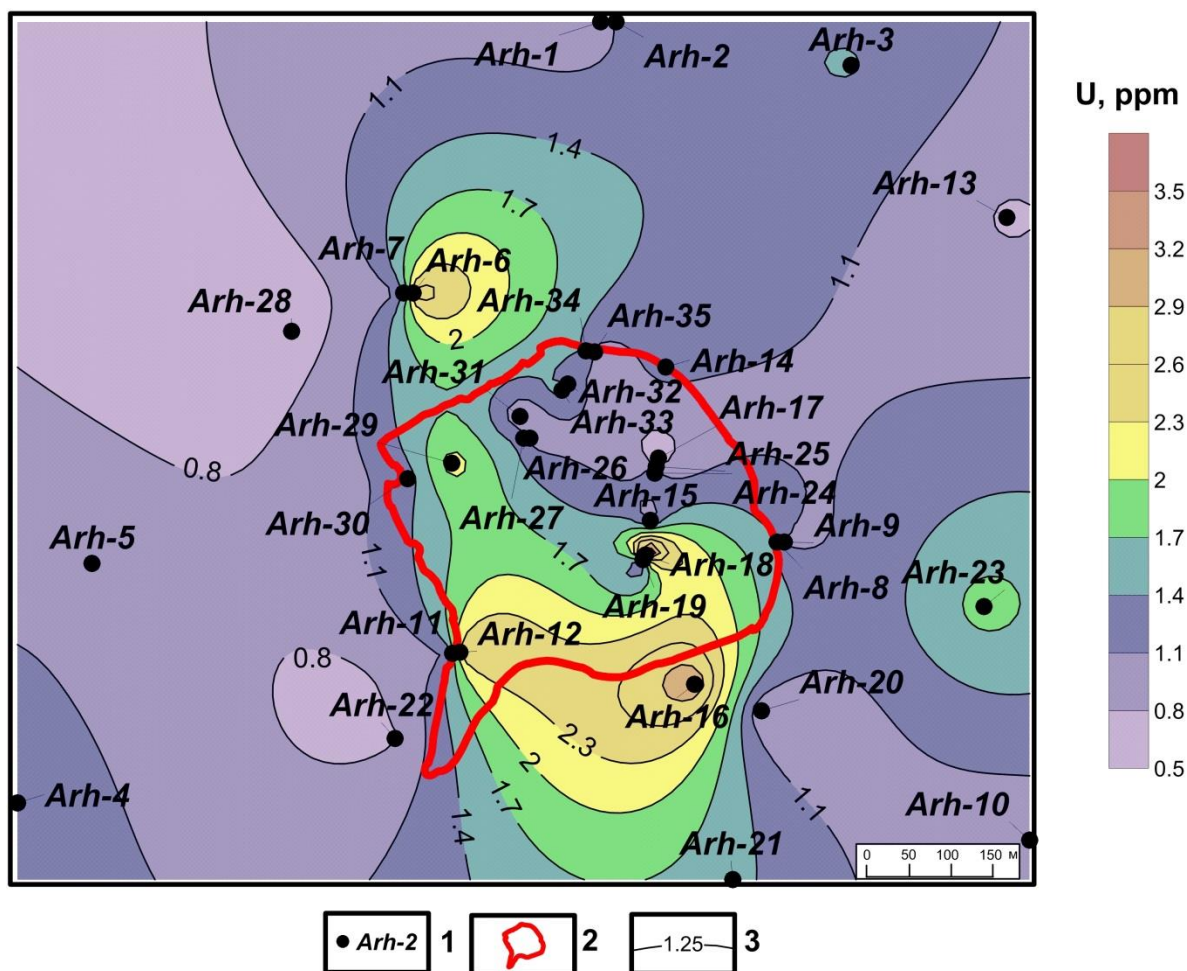


Рис. 4.4. Изменение концентрации урана в околотрубочном пространстве трубки Архангельская по альфа-спектрометрическим данным.

1 – точки отбора образцов на исследование изотопного состава урана; 2 – контур трубки Архангельская; 3 – изолинии изменения концентрации урана (ppm).

Содержание урана в образце четвертичных отложений составляет 1,4 ppm. Пространственная картина распределения урана по альфа-спектрометрическим данным отличается от картины ореола величины изотопного отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, однако, при этом повышенная концентрация урана также приурочена к вендским отложениям и породам кратерной части на контакте с песчаниками и алевролитами венда. Среднее

содержание урана в данных породах около 1,8 ppm. Пространственное положение повышенных концентраций урана тяготеет непосредственно к контуру трубки и локализовано в двух областях на северной и южной границе трубки.

Причиной резкого нарушения изотопного отношения урана в породах околотрубного пространства является структурно-геологическая позиция кимберлитовой трубки Архангельская. Это подтверждается результатами исследований в карьере трубки Архангельская, в результате которых в околотрубном пространстве были зафиксированы разрывные нарушения, сопровождающие экзоконтакты кимберлитов (Игнатов, 2009). Тектонические нарушения сопровождают вмещающие и перекрывающие отложения и достоверно установлены в урзугской свите карбона и падунской свите венда. Структурно-геологическая схема трубки Архангельская по И.Д. Васильеву (2010) представлена на *рис. 4.5*. Позднее в красноцветных терригенных породах венда в карьере трубки Архангельская было исследовано прожилковое осветление. В результате детального картирования околотрубного пространства тр. Архангельская в масштабах 1:500 и 1:5000 было установлено эндогенное происхождение прожилкового осветления по морфологии, минеральному и химическому составу. Ореол осветления представлен на *рис. 4.6*. Размеры ореола распространения секущего осветления достигают диаметра трубки и пространственно имеют схожую конфигурацию с ореолом неравновесного урана, который показан на *рис. 4.3*.

Прожилки осветления закартированы авторами работы (Игнатов и др., 2015) по всему периметру околотрубного пространства. Эндогенное прожилковое осветление отмечено как непосредственно на тектонических контактах кратерной части трубки, так и на удалении до 300 м от трубки, осветление развивается вдоль трещин и имеет мощность до 20 см.

Распределение ореола неравновесного урана в околотрубном пространстве, вероятнее всего, также связывается развитием

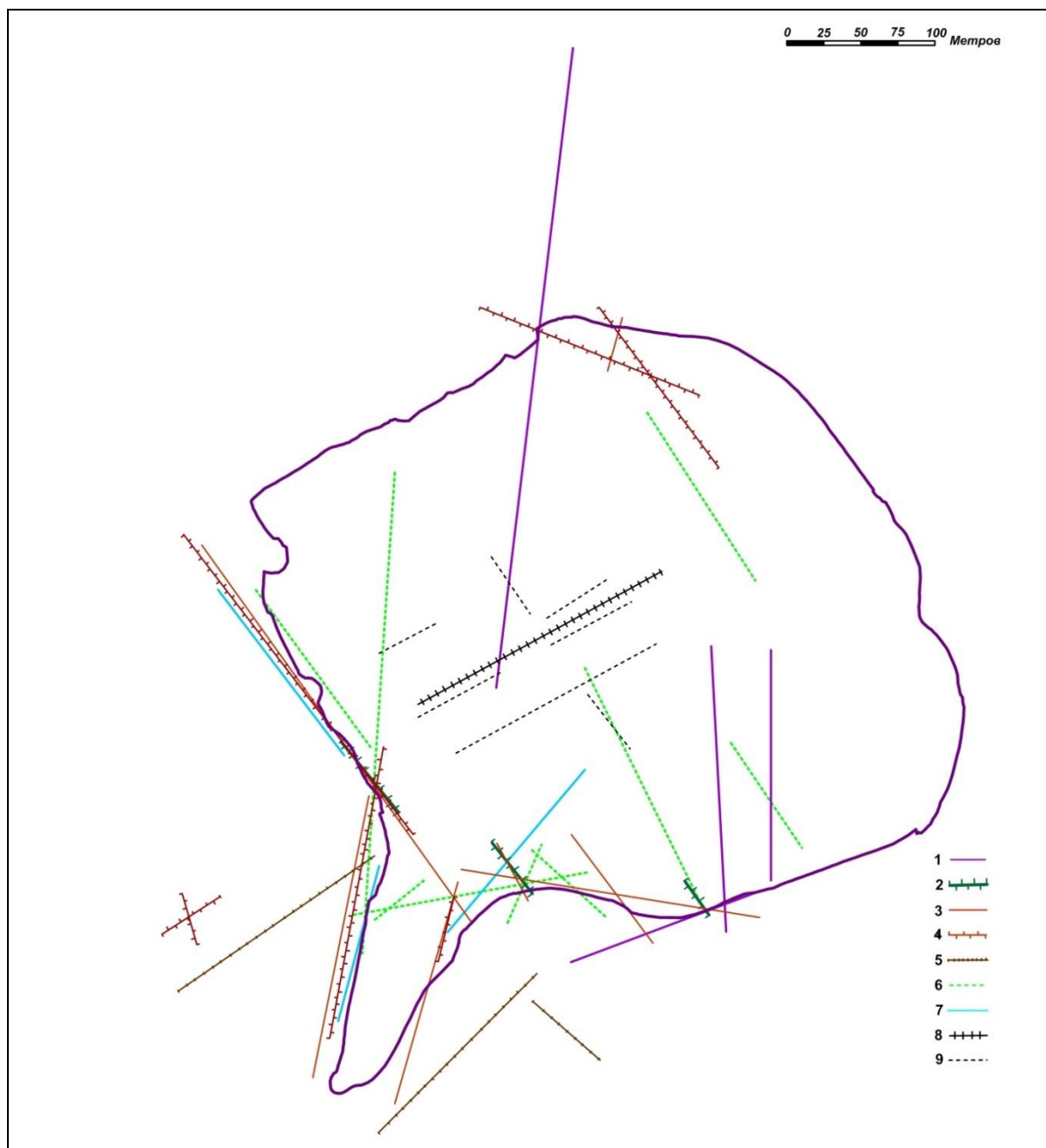


Рис. 4.5. Структурно-геологическая схема трубки Архангельская (Васильев, 2010).

1 - Разрывные нарушения, установленные по тектоническим трещинам в урзугской свите; 2 - Разрывные нарушения, установленные по зонам милонитизации в падунской свите; 3 - Разрывные нарушения, установленные по субвертикальным тектоническим контактам кимберлитовой трубки; 4 - Разрывные нарушения, установленные по тектоническим трещинам и системам тектонических трещин в падунской свите; 5 - Разрывные нарушения, установленные по осям антиклинальных складок и флексур в падунской свите; 6 - Разрывные нарушения, установленные по прожилковому осветлению в туфогенно-осадочных отложениях; 7 - Разрывные нарушения, установленные по прожилковому оглеению в породах падунской свиты; 8 - Разрывное нарушение в автолитовой брекчии, установленное в результате интерпретации данных по подземным горным выработкам; 9 - Разрывные нарушения в автолитовой брекчии, предполагаемые по тектоническим трещинам в результате интерпретации данных по подземным горным выработкам.

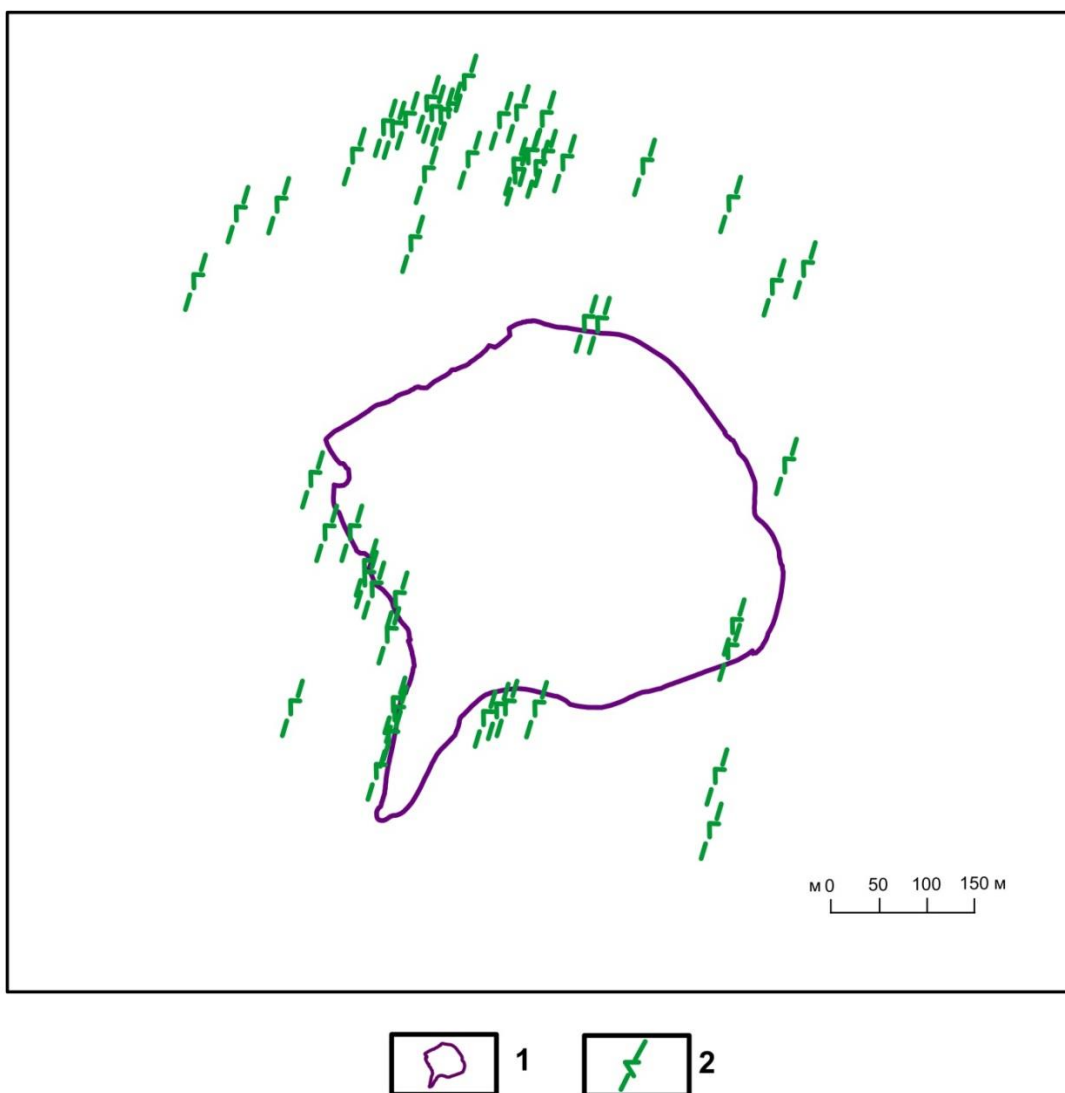


Рис. 4.6. Ореол прожилкового осветления вокруг кимберлитов трубки Архангельская (Игнатов и др., 2015)

1 – контур трубки Архангельская; 2 – проявления прожилкового осветления.

тектонических нарушений на контактах трубки и на некотором удалении от нее. Закономерности распределения избытков изотопа ^{234}U хорошо согласуется с данными по тектоническим и вещественным изменениям в породах околотрубного пространства, и природа явления связана именно со структурно-геологическими особенностями трубки. Механизм нарушения изотопного равновесия урана в данном случае, может быть объяснен процессами динамики и циркуляции подземных вод по установленным тектоническим трещинам, ограничивающим трубку Архангельская. Изменение режима циркуляции подземных вод в

околотрубочном пространстве в результате смешения минерализованных вод вендского комплекса с пресными водами инфильтрационного происхождения создает условия для осаждения урана вокруг трубки (рис. 4.4). В ходе этих процессов происходит образование минеральных фаз урана в результате чего, происходит современное активное фракционирование изотопов ^{234}U и ^{238}U , которое устанавливается по избыткам урана-234 в породах околотрубочного пространства трубки Архангельская (рис. 4.3). Процессы фракционирования изотопов ^{234}U и ^{238}U в породах околотрубочного пространства должны приводить к активной миграции ^{234}U в воду и формированию вокруг трубки ореола с высокими значениями $\gamma = ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Это в свою очередь определяет необходимость исследования изотопного состава урана в подземных водах омывающих кимберлитовые трубки.

Приведенные выше факты свидетельствуют о широком развитии признаков околотрубочного пространства в карьере трубки Архангельская. Среди тектонических и вещественных признаков, околотрубочное пространство также выделяется увеличением во вмещающих породах изотопного отношения урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Это позволяет рассматривать величину $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ с избытками урана-234 в качестве поискового признака кимберлитовых тел. Аномальное неравновесие изотопной пары урана в сторону увеличения активности ^{234}U было также обнаружено в керне разведочной скважины трубки Пионерская, приуроченной к околотрубочному пространству.

Трубка Пионерская. Трубка Пионерская входит в состав месторождения им. Ломоносова и является самой крупной из промышленно алмазоносных трубок Золотицкого поля (Стогний, Коротков, 2010). Геологическое строение трубки представлено на рис. 4.7 (Вержак, Гаранин, 2005). Размеры трубки Пионерская составляют около 1000×500 м. Площадь трубки составляет более 35 га. В вертикальном

разрезе трубка Пионерская представляет собой две сближенные трубки с общим раструбом и относится к двухкорневым диатремам.

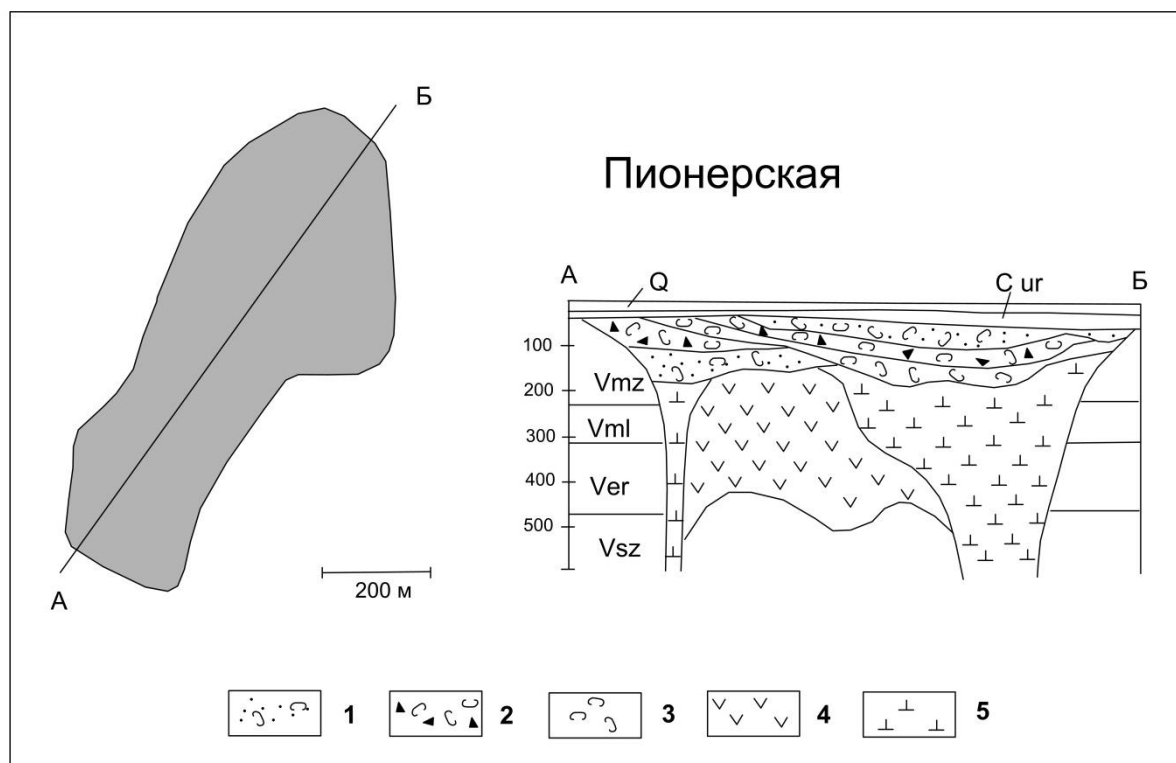


Рис. 4.7. Геологическое строение трубки Пионерская (Вержак, Гаранин, 2005).

1-3 – кратерная фация: 1 – туфогенно-осадочная толща сложенная преимущественно туфопесчаниками с прослоями туфоалевролитов; 2 – туфобрекчии вмещающих пород; 3 – туфогенная толща. Песчанистые туфы. 4-5 – жерловая фация: 4 – лито-кристаллокластические туффизитовые брекчии (туфо- и ксенотуфобрекчии) I-ой фазы внедрения; 5 – автолитовые туффизитовые брекчии II-ой фазы внедрения.

Над трубкой Пионерская первоначально образовалась туфогенно-осадочная толща над южным подводящим каналом. Позднее, при образовании северного подводящего канала, она была прорвана при взрыве и образовавшийся кратер, был выполнен более поздней туфогенно-осадочной толщей (Ларченко и др., 2004).

Жерловую фацию трубки слагают автолитовые брекчии, ксенотуфобрекчии и порфировые разности пород, слагающие отдельные рудные столбы. Вмещающая песчано-глинистая толща верхнего венда представлена отложениями усть-пинезской, мезенской и падунской свит.

Комплекс перекрывающих пород представлен четвертичными и каменноугольными отложениями средней суммарной мощностью около 50 м, которые сплошным чехлом залегают над вендскими отложениями.

У трубки также сохранилась кратерная часть, сложенная осадочно-вулканогенными образованиями двух основных типов пород – туфогенных и туфогенно-осадочных суммарной мощностью около 120 м. В верхней части жерловой фации преобладают ксенотуфобрекчии, нижняя часть сложена автолитовыми брекчиями.

С целью определения изотопного состава урана в кимберлитах и вмещающих отложениях трубки Пионерская были отобраны 17 проб, представленных кернами трех скважин (*табл. 4.2*). Схема отбора проб представлена на *рис. 4.8*. Результаты определения изотопного состава и концентрации урана в кимберлитах и вмещающих породах трубки Пионерская представлены в *табл. 4.2*, демонстрирующей широкий разброс значений исследуемых показателей.



Рис. 4.8. Размещение опробованных скважин.

Содержание урана в образцах автолитовой брекчии изменяется в пределах 0,33 – 0,80 ppm. Изотопное отношение урана близко к

равновесному. Вендские песчаники, приуроченные к околотрубочному пространству трубки характеризуются содержанием урана от 0,40 до 5,93 ppm. Изотопный состав урана выделяется резким нарушением равновесия величины $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Алевролиты и аргиллиты, представленные керном скважины 1000/1, характеризуются содержанием урана в диапазоне 1,41 – 3,35 ppm. Величина изотопного отношения урана близка к равновесным значениям.

Табл. 4.2. Изотопный состав и концентрация урана в кимберлитах и вмещающих породах трубки Пионерская

Шифр пробы	Краткое описание пробы	Глубина, м	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \pm 0,02$	U, ppm
<i>Скважина 1490</i>				
P-1kim	Автолитовая брекчия	490	1,01	0,68
P-2kim	Автолитовая брекчия	560	1,08	0,80
P-3kim	Автолитовая брекчия	700	1,14	0,48
P-4kim	Автолитовая брекчия	765	1,11	0,71
P-5kim	Автолитовая брекчия	840	0,85	0,45
P-6kim	Автолитовая брекчия	910	0,89	0,33
P-7kim	Автолитовая брекчия	960	1,03	0,44
P-8kim	Автолитовая брекчия	1030	1,04	0,47
<i>Скважина 1000/1</i>				
P-6wmp	Алевролит	310	1,10	2,46
P-7wmp	Аргиллит	440	1,09	2,59
P-8wmp	Аргиллит	760	0,94	1,41
P-9wmp	Аргиллит	1070	1,01	3,35
<i>Скважина П-4mz</i>				
P-1mz	Песчаник	149	3,57	1,31
P-2mz	Песчаник	195	1,15	0,92
P-3mz	Песчаник	202	1,17	0,40
P-4mz	Песчаник	208	0,85	5,93
P-5mz	Песчаник	213	1,35	0,45

На рис. 4.9 представлен график зависимости изменения содержания урана и глубины в кимберлитах и вмещающих породах трубки Пионерская. Выделяются три области по концентрации и характеру распределения урана с глубиной.

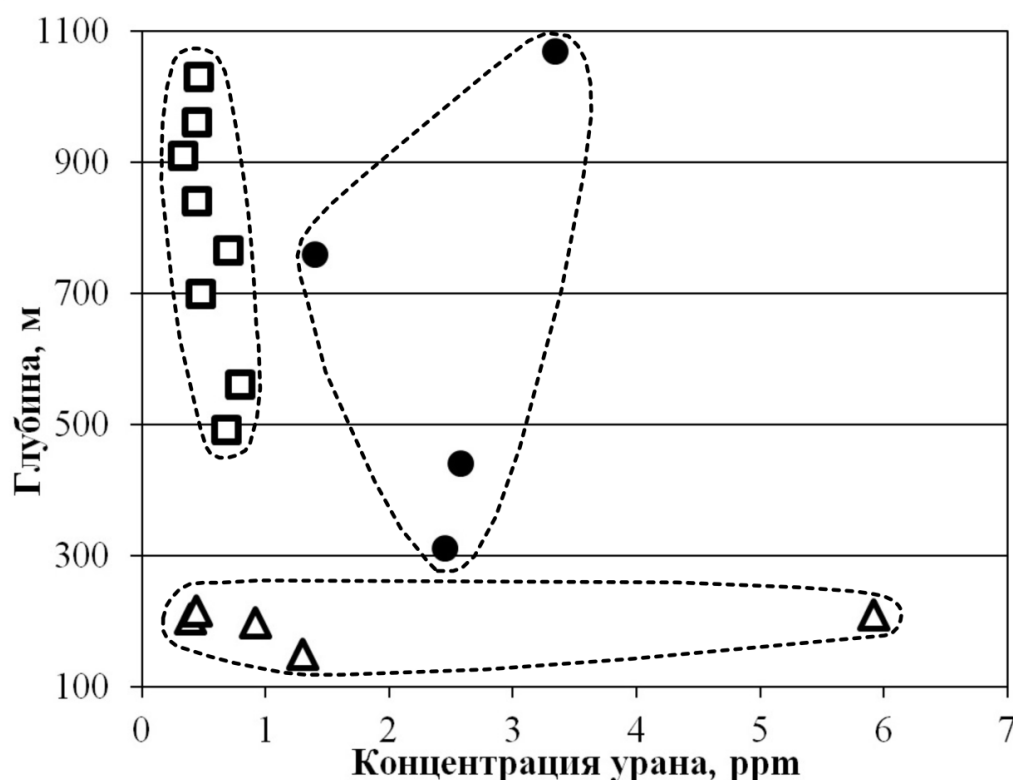


Рис. 4.9. Изменение концентрации урана с глубиной в кимберлитах и вмещающих породах трубки Пионерская месторождения им. М.В. Ломоносова:

● – вмещающие отложения (скважина 1000/1); ■ – кимберлиты (скважина 1490); ▲ – вмещающие породы, находящиеся в экзоконтактах трубки (скважина П-4mz).

Вмещающие алевролиты и аргиллиты, представленные образцами керна скважины 1000/1, в целом характеризуются концентрациями урана, соответствующими данным типам пород (Смыслов, 1974), и в несколько раз превышают содержания урана в кимберлитах (скважина 1490), отличающихся относительной равномерностью значений на разных глубинах. На графике выделяется еще одна область, представленная образцами песчаников мезенской свиты венда (скважина П-4mz), находящимися в приконтактной зоне кимберлитов верхнего разреза трубки Пионерская. Данные породы характеризуются самым большим разбросом значений среди исследованных образцов. Содержание урана в них колеблется от 0,40 до 5,93 ppm. Подобный характер распределения урана, по-видимому, свидетельствует об изменчивости

гидрогеологических условий во вмещающих породах в приконтактной области—смене окислительных условий на восстановительные, приводящих к сорбции урана песчаниками.

Нами установлена зависимость содержания урана от глубины в кимберлитах трубки Пионерская. Как видно на графике (рис. 4.10), концентрация урана с увеличением глубины в автолитовых брекчиях скважины 1490 закономерно убывает.

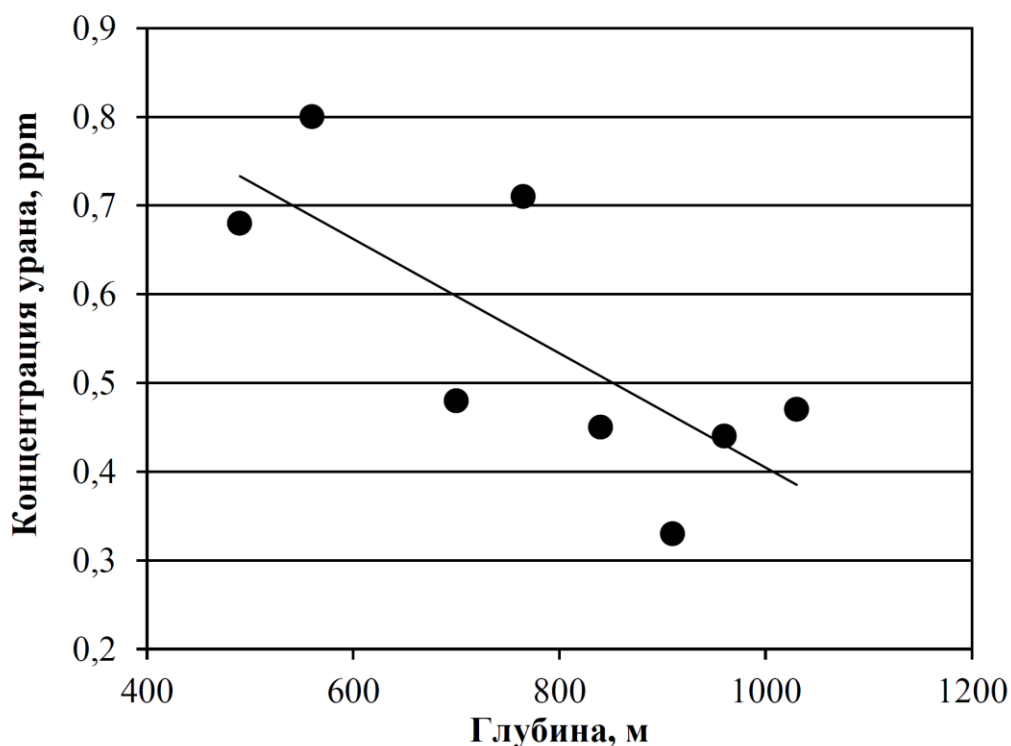


Рис. 4.10. Содержание урана в кимберлитах трубки Пионерская.

Данная зависимость выражается значением коэффициента корреляции – 0,75. Это позволяет сделать вывод о еще большей обедненности магматического источника кимберлитов Золотицкого поля тяжелыми элементами. Возрастание концентрации урана при приближении к поверхности, по всей видимости, обусловлено воздействием вмещающих пород с высоким содержанием урана при подъеме кимберлитовой магмы.

Исследование четных изотопов урана в процессе кимберлитового магматизма впервые было выполнено на примере трубок алмазоносных

районов Якутии (Зверев и др., 1976, 1979). Полученные результаты показывают слабую информативность изотопного отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в качестве геохимического трассера при изолированном рассмотрении кимберлитового вещества. Однако позднее во вмещающих отложениях, приуроченных к экзоконтактам кимберлитовой трубки Мир в зоне разлома, было обнаружено нарушение изотопного равновесия урана в сторону увеличения активности дочернего изотопа ^{234}U (Киселев, 1991).

На *рис. 4.11* показан график изменения отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в кимберлитах и вмещающих отложениях трубки Пионерская в зависимости от глубины.

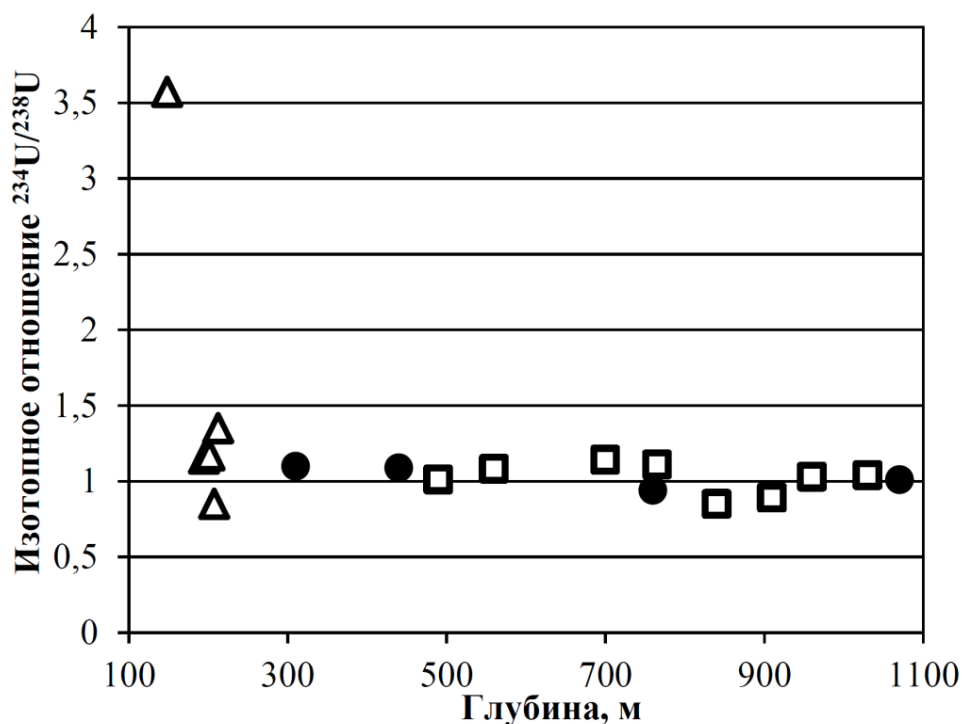


Рис. 4.11. Изотопное отношение урана в кимберлитах и вмещающих породах трубки Пионерская месторождения им. М.В. Ломоносова.

● – вмещающие отложения (скважина 1000/1); ■ – кимберлиты (скважина 1490); ▲ – вмещающие породы, находящиеся в экзоконтактах трубки (скважина П-4mz)..

Как видно на *рис. 4.11*, значения изотопного отношения урана в автолитовых брекчиях и вмещающих отложениях, удаленных от трубки, характеризуются близкими к равновесным величинами $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и

отражают относительно равномерное распределение по глубине. Близкие к равновесным значения отношения альфа-активностей четных изотопов урана свидетельствуют о стабильном состоянии этих пород на протяжении долгого времени и отсутствии влияния процессов, способных привести к изотопному фракционированию. При приближении к границам трубки в образце керна скважины П-4mz наблюдается резкое нарушение изотопного равновесия урана до 357 %, что для горных пород является аномальным. Для этих образцов также характерен широкий диапазон вариации значений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ от 0,85 до 3,57.

Таким образом, высокий изотопный сдвиг свидетельствует об активных процессах фракционирования урана в породах околотрубного пространства трубки Пионерская. Судя по особенностям изменения величины $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в кимберлитах и вмещающих породах, можно сделать вывод о единой природе образования избытков изотопа ^{234}U в породах околотрубного пространства трубок Пионерская и Архангельская, которая заключается в развитии тектонических нарушений, ограничивающих кимберлитовые трубки. Осаждение урана в околотрубном пространстве приводит и к активной миграции изотопа ^{234}U .

Как было сказано выше, активное фракционирование изотопов урана в породах околотрубного пространства должно приводить к миграции изотопа ^{234}U в омывающие кимберлитовые трубки и приводить к формированию ореолов с высоким изотопным сдвигом. Существующие предпосылки миграции изотопа ^{234}U в подземные воды и формирования высоких избытков $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ предопределили необходимость исследования такой возможности на примере природных вод Зимнего берега. В следующем разделе представлены результаты исследования закономерностей изменения величины изотопного отношения урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в поверхностным и подземных водах Золотицкого поля.

4.2. Изотопный состав урана поверхностных и подземных вод

Впервые исследование изотопного состава урана подземных вод, омывающих кимберлитовые трубки, было выполнено на территории Якутской алмазоносной провинции в результате чего, были установлены аномальные избытки изотопа ^{234}U в подземных водах (Ежова, Поляков, 1980). Высокие избытки величины $\gamma = ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах были отнесены к поисковым признакам на кимберлиты. На территории Архангельской алмазоносной провинции аномалии изотопного состава урана подземных вод, циркулирующих в районе кимберлитовых тел, были впервые установлены Г.П. Киселевым (1999). Эти закономерности говорят о схожем характере формирования изотопного состава урана подземных вод в областях развития кимберлитового магматизма.

С целью установления закономерностей изменения величины $\gamma = ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в природных водах и приуроченности избытков ^{234}U к кимберлитовым телам, были выполнены исследования изотопного состава урана в пределах Золотицкого поля.

Пробы природных вод на территории Золотицкого поля отбирались из эксплуатационных и самоизливающихся скважин, а также из рек, ручьев и заболоченных участков. Расположение точек отбора проб представлено на *рис. 4.12*.

Результаты определений изотопного состава и концентрации урана представлены в *табл. 4.3*. Как видно из таблицы, значения отношения альфа-активностей четных изотопов урана ($\gamma = ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) подземных вод в районе Золотицкого кимберлитового поля изменяется от 1,99 до 7,81 γ , а концентрация урана изменяется в диапазоне 0,16 – 2,71 ppm. Максимальная величина изотопного отношения (7,81) отмечается в скважине ВАД-2, расположенной на северо-восточной окраине трубки Архангельская.

Табл. 4.3. Уран-изотопный состав подземных и поверхностных вод

Золотицкого кимберлитового поля.

№ п/п	Места отбора проб	Концентрация урана, $n \cdot 10^{-6}$ г/дм ³	$\gamma = {}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$ $\pm 0,02$ Бк/Бк
1	2	3	4
<i>Подземные воды</i>	Скв. на сев. окр. тр. Кольцовская	0,31	4,54
	Скв. на юж. окр. тр. Кольцовская	0,38	4,10
	Скв. 130А, тр. им. Ломоносова	1,13	5,68
	Скв. 16 тр. им. Ломоносова	0,16	3,07
	Скв. на зап. гр. тр. Пионерская	0,43	5,63
	Скв. на тр. Карпинского-1	0,39	4,77
	Скв. на сев. гр. Карпинского-2	0,29	3,57
	Скв. в карьере тр. Архангельская	0,32	4,54
	Скв. в карьере тр. Архангельская	0,19	4,05
	Скв. ВПС-4 тр. Архангельская	0,39	4,41
	Скв. ВПС-6 тр. Архангельская	0,27	5,26
	Скв. ВПС-10 тр. Архангельская	0,38	4,92
	Скв. ВПС-36 тр. Архангельская	0,36	4,71
	Скв. ВПС-24 тр. Архангельская	1,66	4,42
	Скв. ВПС-21 тр. Архангельская	2,04	4,44
	Скв. ЮАД-3 тр. Архангельская	2,71	7,41
	Скв. ЗАД-2 тр. Архангельская	0,79	3,42
	Скв. ВАД-2 тр. Архангельская	1,57	7,81
	Скв. ВАД-3 тр. Архангельская	2,01	5,40
	Скв. ВКД-3	1,56	5,8
	Скв. ВКД-2	3,16	3,92
	Скв. 2Э Водозабор ГОКа	1,62	7,20
	Скв. 3П Водозабор ГОКа	0,53	5,70
	Скв. 1Т	0,77	2,81
	Скв. 14Г	0,31	1,99
	Родник у нового хвостохранилища	2,01	2,71
<i>Поверхностные воды</i>	р. Золотица	0,24	1,26
	р. Белая	0,42	1,36
	руч. Вахтовый	0,27	1,26
	руч. Тучкин на тр. им. Ломоносова	0,53	2,21
	болото южнее тр. Поморская	0,21	1,15
	болото южнее тр. Поморская	0,49	1,35

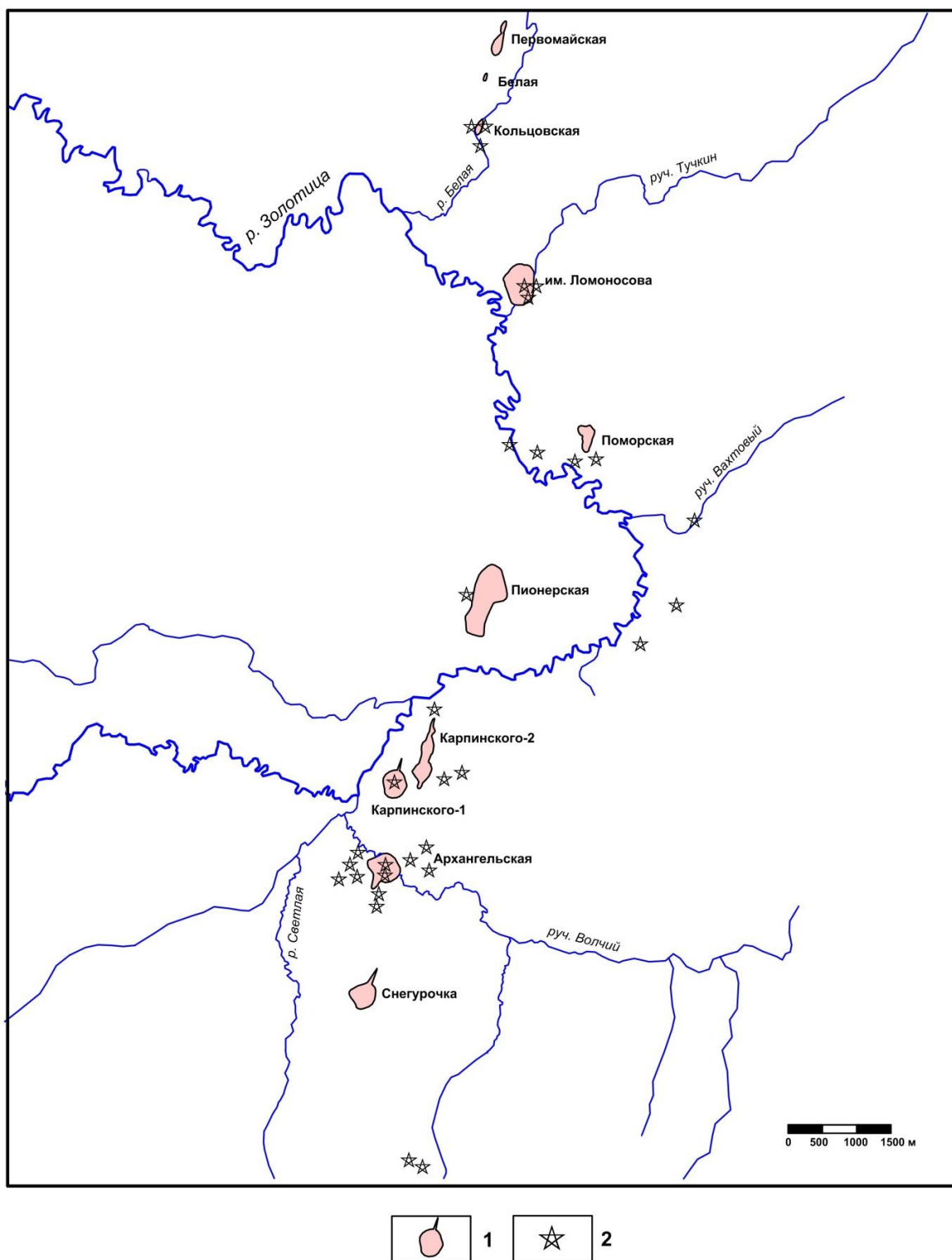


Рис. 4.12. Карта-схема точек отбора проб природных вод в районе Золотицкого кимберлитового поля.

1 – кимберлитовые трубки; 2 – точки отбора проб

Минимальные величины γ наблюдаются в подземных водах удаленных от кимберлитовых трубок (скважины 14Г, 1Т и родник у нового

хвостохранилища). Изотопное отношение урана в них колеблется от 1,99 до 2,81 γ . Изотопное отношение урана в поверхностных водах исследуемого района изменяется в незначительных пределах от 1,15 до 2,21 γ . Диапазон изменения концентрации урана в них также незначительный (0,21 – 0,53 ppm).

Полученные нами данные для большей части проб подземных вод Золотицкого кимберлитового поля демонстрируют аномальный избыток изотопа ^{234}U по отношению к ^{238}U , превышающий в среднем 400%. Поскольку основной источник питания подземных вод в данном районе инфильтрационного происхождения, то изотопный состав урана должен быть близок к значениям поверхностного стока с некоторым увеличением в результате перехода подвижных атомов ^{234}U из водовмещающей толщи. Средний изотопный состав урана подземных вод платформенных областей составляет 1,40 – 1,80 γ (Киселев, 2005). Однако, в нашем случае, в подземных водах мы наблюдаем резкое возрастание изотопного отношения урана, значительно превышающее величины $\gamma = ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ для подземных вод платформенных областей и поверхностных вод исследуемого района. Поскольку возрастание избытка изотопа ^{234}U происходит с приближением к кимберлитовым трубкам, то отсюда следует, что подземные воды претерпевают изменения в результате фильтрации через породы непосредственно в водоносных горизонтах околотрубного пространства и приобретают аномальную изотопную метку. В ряде случаев высокие изотопные сдвиги урана могут наблюдаться и в поверхностных водах. Так, в пробе воды, отобранной из ручья Тучкин на трубке им. Ломоносова наблюдается аномальное увеличение отношения активностей изотопов урана до 2,21 γ , практически в два раза превышающее среднее значение для поверхностных вод данного района. По всей видимости, это объясняется выклиниванием подземных вод вблизи трубки Ломоносовской, характеризующихся высокими изотопными сдвигами и смешением их с водами ручья Тучкин.

Более детально изменение величины отношения четных изотопов урана в подземных водах было исследовано в пределах куста трубок – Архангельская, Карпинского-1, Капринского-2. Пробы представляют собой подземные воды, циркулирующие в пределах вендского комплекса пород в районе куста трубок. Три точки отбора проб расположены в карьерах трубок Архангельская и Карпинского-1 и представляют собой смесь атмосферных осадков и вод из водоносных горизонтов, приуроченных к каменноугольным и вендским отложениям, выклинивающимся на бортах карьеров. Карта изолиний величины $\gamma = {}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$ показана на *рис. 4.13*. Как видно на *рис. 4.13* изменение изотопного отношения урана в подземных водах подчиняется определенной закономерности. Увеличение избытков изотопа ${}^{234}\text{U}$ происходит с приближением к границам кимберлитовых трубок. Ореол неравновесного урана формирует вокруг трубок аномалию избытков ${}^{234}\text{U}$ концентрической формы. Плотная сеть наблюдений вокруг трубки Архангельская отражает приуроченность аномалий изотопного состава урана к околотрубочному пространству. Закономерности пространственного изменения величины $\gamma = {}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$ в подземных водах и породах околотрубочного пространства трубки Архангельская указывает на их генетическую связь и взаимообусловленность. Процессы активного фракционирования изотопов урана в породах, связанные с геологическим строением околотрубочного пространства приводят к миграции урана-234 и обогащению подземных вод избытками изотопа ${}^{234}\text{U}$. Возможно, аналогичные изотопные эффекты могут наблюдаться и в пределах разломов осадочного чехла, контролирующих кимберлиты, поскольку развитые в них зоны трещиноватости также будут приводить к изменению гидрохимических условий циркуляции подземных вод, осаждению урана и миграции изотопа ${}^{234}\text{U}$. Установление возможности таких процессов требует специальных исследований. Однако выявленные закономерности свидетельствуют об очевидной связи аномальных избытков ${}^{234}\text{U}$ с

кимберлитовыми телами и возможности использования величины $\gamma = {}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$ в качестве поискового признака кимберлитовых трубок.

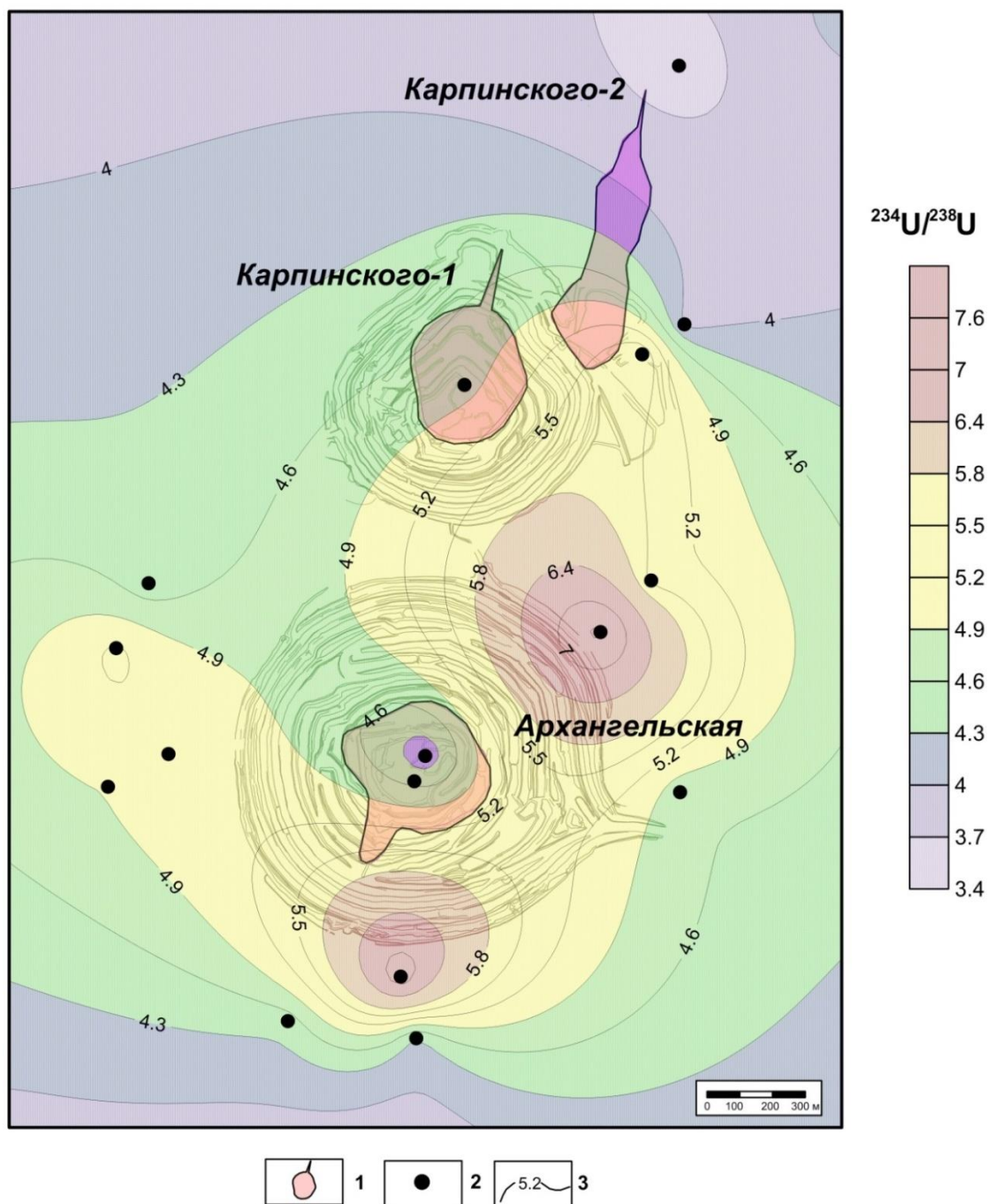


Рис. 4.13. Изменение величины изотопного отношения урана $\gamma = {}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$ в подземных водах в районе трубок Архангельская, Карпинского-1, Карпинского-2.

1 – контур кимберлитовых трубок; 2 – точки отбора проб подземных вод; 3 – изолинии изменения величины $\gamma = {}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$.

ГЛАВА 5. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ВО ВМЕЩАЮЩИХ И ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЯХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО РАЙОНА

5.1. Золотицкое кимберлитовое поле

В данной главе представлены результаты исследования распределения естественных радиоактивных элементов (U, Th, K), а также объемной активности радона (^{222}Rn) во вмещающих и перекрывающих породах кимберлитовых трубок Зимнебережного района (Золотицкое и Чидвинско-Ижмозерское поля).

К настоящему времени четкой радиогеохимической специализации вторичных ореолов рассеяния радиоактивных элементов от кимберлитов на территории Архангельской алмазоносной провинции не установлено. Это объясняется целым рядом причин, осложняющих применение радиометрических методов на данной территории. Главной из них является то, что алмазоносные районы, например Канады и некоторые районы Якутии, относятся к открытым территориям с маломощным чехлом перекрывающих отложений и радиогеохимическая специализация пород приуроченных к кимберлитовым телам очевидна. Ореолы от кимберлитовых тел характеризуются преимущественно ториевой специализацией. В условиях Архангельской алмазоносной провинции установление радиогеохимической специализации является нетривиальной задачей, поскольку закрытость территории, выражающаяся в развитии мощной толщи перекрывающих отложений, создает большое количество ложных помех и значительно снижает поисковую эффективность радиометрических методов. Определить при этом приуроченность аномалий, выделяемых аэрогамма-спектрометрией, к кимберлитовым телам представляется затруднительно. Таким образом, для того чтобы

определить малые флуктуации параметров гамма-поля и концентрации естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) необходимо применение высокоточной гамма-спектрометрической съемки, что может быть достигнуто за счет использования выкосоразрешающих детекторов и приближения их к объекту исследования. В данном случае предлагается применение наземных гамма-спектрометрических исследований, поскольку это в разы увеличивает чувствительность метода и точность измерений. Этот подход реализован в рамках настоящей работы на примере кимберлитовых тел Архангельской алмазоносной провинции.

Интерпретация полученных радиоизотопных данных при наземных радиометрических съемках должна проводиться с учетом геологических предпосылок формирования тех или иных радиоактивных аномалий ЕРЭ. Важную роль при этом играет мощность перекрывающих пород и наличие геологических структур, в которых могут возникать условия концентрирования радиоактивных элементов. Предпосылки для формирования повышенных и аномальных содержаний радиоэлементов во вмещающих и перекрывающих отложениях районов развития кимберлитового магматизма определенно существуют. Однако источником радиоактивных элементов на территории Зимнебережного алмазоносного района является не само кимберлитовое вещество, поскольку концентрация ЕРЭ в нем значительно ниже по сравнению с кимберлитами известных алмазоносных провинций мира. Концентрирование радиоэлементов происходит на геохимических барьерах, в которых существуют восстановительные условия, приводящие к осаждению изотопов. В качестве такого геохимического барьера могут выступать имеющие щелочные свойства кимберлитовые трубки, но также и кимберлитоконтролирующие разломы, выделяемые в осадочном чехле (Игнатов и др., 2008). Для того чтобы установить геологическую природу фиксируемых на дневной поверхности флуктуаций гамма-поля, необходимо изучение распределения радиоактивных элементов в

околотрубном пространстве кимберлитовых тел, а также площадные радиометрические исследования для установления приуроченности выделяемых аномалий к рудоконтролирующим структурам.

Для установления концентрации и распределения радиоактивных элементов в околотрубном пространстве кимберлитовых тел были выполнены высокоточные гамма-спектрометрические исследования в карьере кимберлитовой трубки Архангельская.

На основе результатов, полученных в ходе проведения гамма-спектрометрической съемки в карьере трубки Архангельская были построены карты распределения суммарной интенсивности гамма-излучения (cps), содержания калия (%), концентрации урана и тория (ppm), отражающие особенности пространственного положения и количественных значений радиоактивности пород (рис. 5.1-5.4).

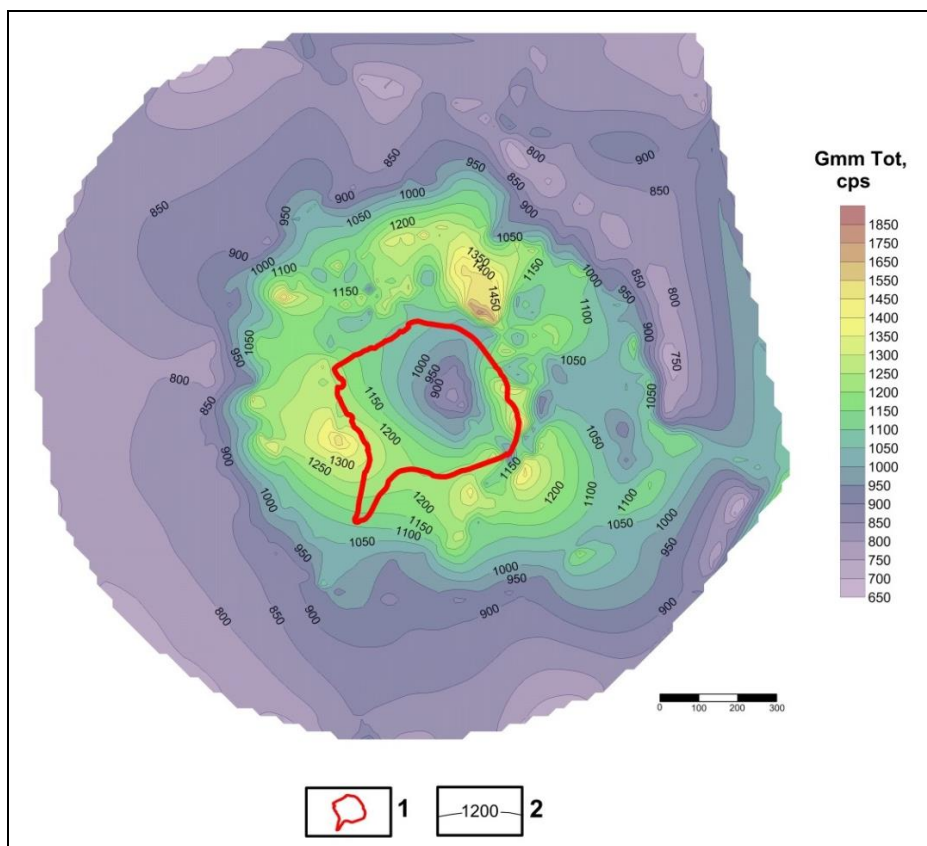


Рис. 5.1. Распределение суммарной интенсивности гамма-излучения (cps) околотрубном пространстве трубки Архангельская.

1 - контур кимберлитовой трубки; 2 – изолинии гамма-излучения.

По показателю общей радиоактивности (срс) вокруг контура трубки формируется контрастная аномалия, распространяющаяся на породы кратерной фации и вмещающие отложения, превышающая по интенсивности гамма-излучения фоновые показатели в среднем в 1,5 – 2 раза (рис. 5.1).

Кимберлиты жерловой части, а также нижнего разреза кратерной фации трубки характеризуется минимальными значениями общей радиоактивности, что указывает на низкие концентрации радиоактивных элементов в кимберлитах. Для распределения содержания тория, урана и калия характерна аналогичная картина, выражающаяся в формировании аномалий повышенных значений вокруг контура трубки. Концентрация урана в пределах данной области изменяется в среднем от 4 до более 10 ppm при фоновых значениях 2,5 – 3,0 ppm (рис. 5.2).

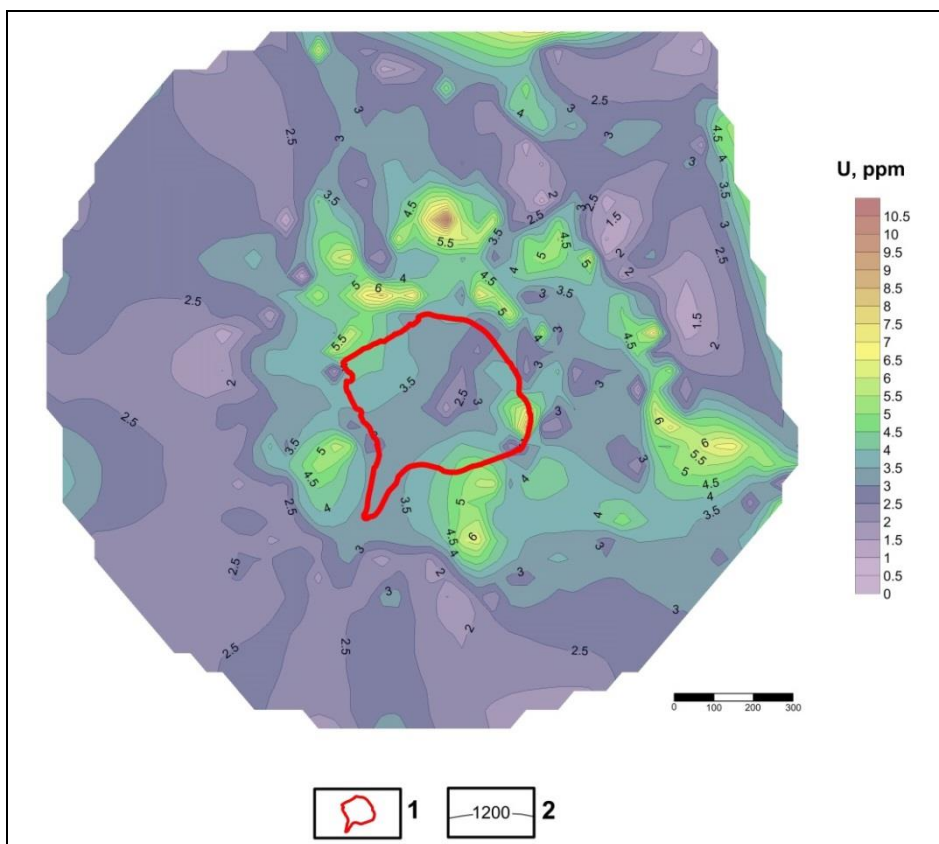


Рис. 5.2. Распределение содержания ^{238}U в околотрубочном пространстве трубки Архангельская.

1 - контур кимберлитовой трубки; 2 – изолинии концентрации урана.

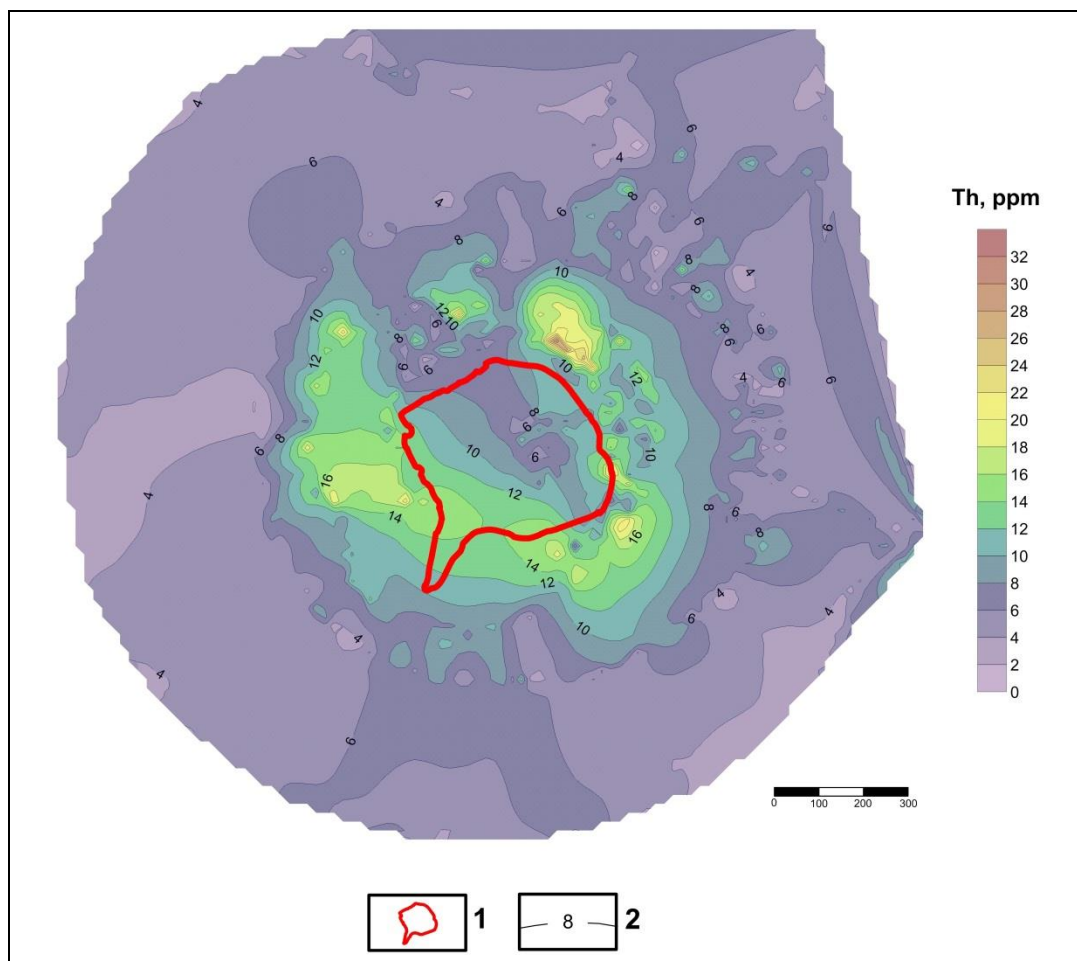


Рис. 5.3. Распределение содержания ^{232}Th в околотрубочном пространстве трубки Архангельская.

1 - контур кимберлитовой трубки; 2 – изолинии концентрации тория.

Концентрация тория в околотрубочном пространстве колеблется в пределах от 8 до 32 ppm (рис. 5.3). Фоновые значения составляют около 4 – 6 ppm.

Содержание калия в пределах исследуемой области изменяется от 1,4 до более 3,4% при фоновых значениях 1,0 – 1,2 % (рис. 5.4). Однако ореол повышенного и аномального содержания калия имеет несколько более широкую конфигурацию, чем ореолы урана и тория. Приуроченность повышенных содержаний калия к околотрубочному пространству не очевидна. Участки с повышенными значениями содержания калия отмечаются как в вендских, так и четвертичных образованиях. Однако участок с аномальным содержанием калия (до 3,4 %) приурочен к

околотрубочному пространству и локализован в вендских отложениях в северной части трубки.

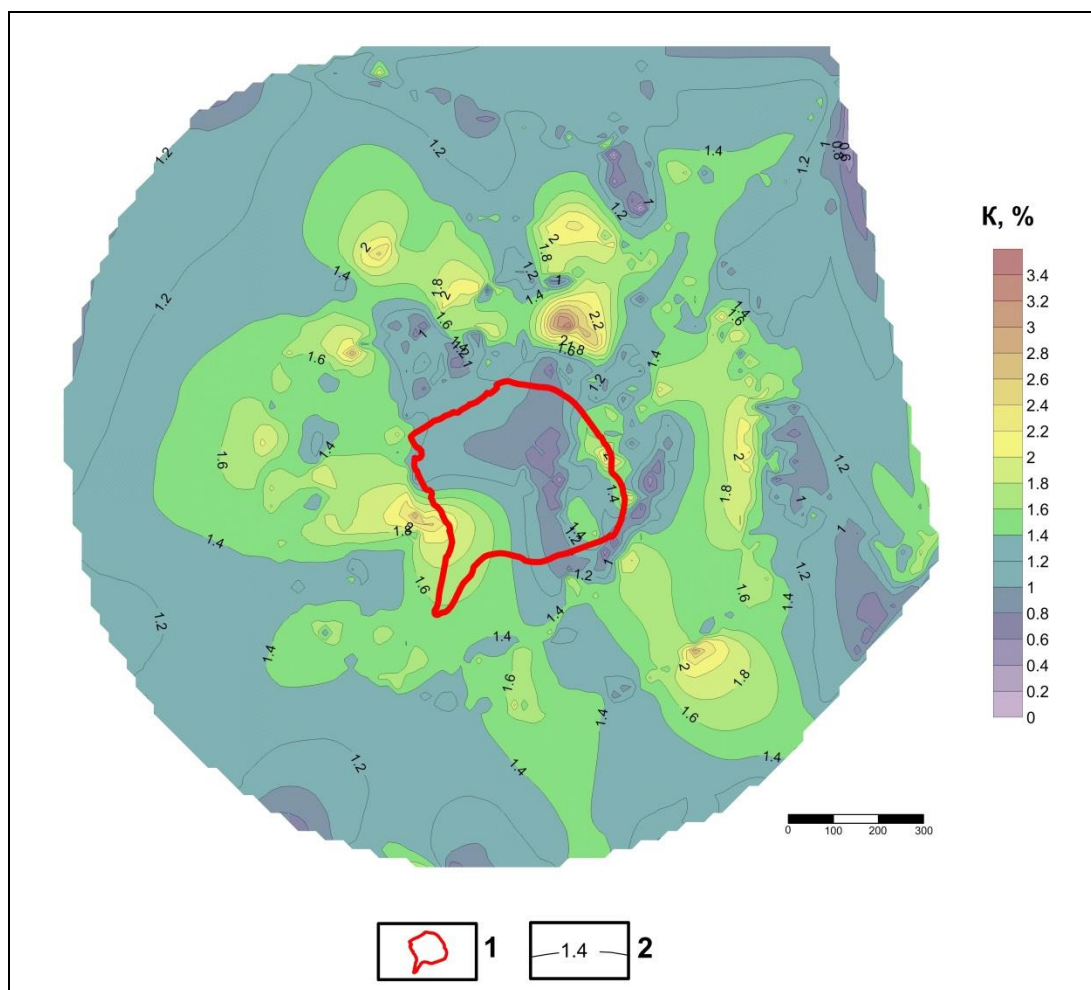


Рис. 5.4. Распределение содержания К в околотрубочном пространстве трубки Архангельская.

1 - контур кимберлитовой трубки; 2 – изолинии содержания калия.

Таким образом, в результате высокоточных гамма-спектрометрических исследований в карьере трубки Архангельская установлено, что околотрубочное пространство выделяется повышенными и аномальными концентрациями ЕРЭ и суммарной мощностью гамма-излучения относительно фоновых значений. Размеры ореолов составляют около 1,5 – 2 диаметров трубки.

Концентрирование ЕРЭ в околотрубочном пространстве кимберлитовых тел, вероятнее всего, происходило двумя путями. По

первому пути накопление радиоактивных элементов могло происходить в результате формирования восстановительных условий в околотрубочном пространстве под действием щелочных флюидов в процессе внедрения кимберлитовой магмы. Кимберлитовое тело при этом выступало в качестве геохимического барьера. Подтверждением этого выступают результаты исследования радиационных дефектов в кварце в кратерных песчаниках, вмещающих породы венда и перекрывающих карбона на трубке Архангельская (Васильев, 2010; Заринов, 2014). Отмечены повышенные значения концентраций радиационных дефектов в кварце песчаников венда, связанными с инфильтрационным палеонакоплением урана в восстановительных условиях формирующихся вокруг трубки. По радиационным дефектам был определен возраст урановой минерализации 370 млн лет, соответствующий возрасту становления Золотицких кимберлитовых трубок. Второй причиной выступает структурно-геологическая позиция кимберлитовой трубки Архангельская, определяющая современный этап концентрирования радиоэлементов в околотрубочном пространстве. Современный этап накопления урана устанавливается по резкому неравновесию изотопного отношения урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, о чем было сказано в предыдущей главе. Отклонение от равновесия изотопной пары ^{234}U и ^{238}U свидетельствует миграции дочернего изотопа за последние 1 млн лет, поскольку избытки ^{234}U сохраняются не более 10 периодов полураспада урана-234. К карьере трубки Архангельская установлены локальные тектонические элементы, сопровождающие экзоконтакты кимберлитов (Васильев, 2010). Трубку ограничивают зоны милонитов и крутопадающей трещиноватости, включающей малоамплитудные взбросы и просадочные сбросы, «задиры» слоев венда, сопровождаемые осветлением красноцветных пород по трещинам и песчаниковым платам (Васильев, 2010). В перекрывающих карбоновых отложениях урзугской свиты также отмечены тектонические трещины и сбросы. Развитие зон трещиноватости, ограничивающих трубку

Архангельская, по всей видимости, привело к проникновению инфильтрационных вод в водоносные горизонты вендских отложений и изменению гидрохимического режима подземных вод, в результате которого произошло осаждение урана и миграция изотопа ^{234}U . Подобные процессы накопления радиоактивных элементов должны наблюдаться и в пределах кимберлитоконтролирующих разломов, поскольку нарушение сплошности залегания отложений также может создавать условия проникновения инфильтрационных вод и смешения их с минерализованными подземными водами, которое приводит к образованию геохимического барьера. Установление радиогеохимических особенностей кимберлитоконтролирующих разломов требует отдельного внимания, поскольку к настоящему времени таких данных нет, как и нет данных об общей геохимической специализации разломов (Кутинов, Чистова, 2004). Однако представляется вероятным, что кимберлитоконтролирующие разломы будет отражаться в результатах наземных гамма-спектрометрических съемок, учитывая гидрогеологические условия территории. Так, согласно работе (Кутинов, Чистова, 2004) узлы и зоны тектонических нарушений сопровождаются подъемом вод венда, снижение минерализации которых должно происходить в зоне контакта с пресными водами карбона и палеозоя. Зоны и узлы разломов должны выделяться геохимическими аномалиями, что подтверждается данными геохимических съемок (Главатских, 1992) (рис. 5.5).

Таким образом, образование в перекрывающих отложениях радиоактивных аномалий выделяемых в результате гамма-спектрометрических съемок может быть приурочено к кимберлитовым трубкам и контролирующим их размещением разломам. Концентрирование радиоактивных элементов в околотрубочном пространстве может

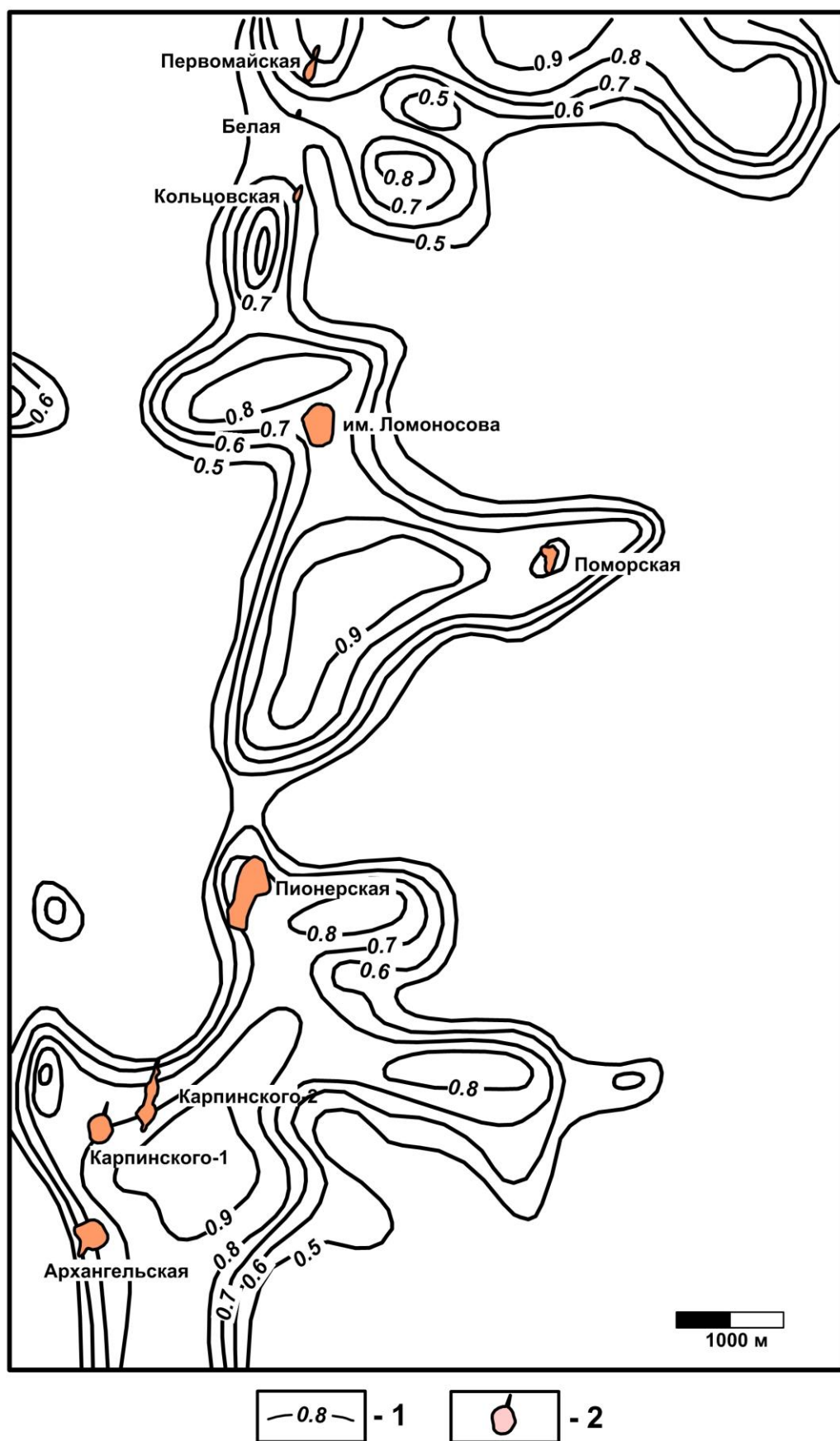


Рис. 5.5. Распределение корреляции между Mn и Zn в коре деревьев Золотицкого кимберлитового поля (Главатских, 1992).

1 – изолинии значений коэффициента корреляции; 2 – кимберлитовые трубки.

приводить к формированию вторичных ореолов рассеяния радиоактивных элементов и аномалий гамма-поля в верхних горизонтах, перекрывающих кимберлитовые тела Зимнебережного района. Зоны разломов также могут быть зафиксированы в гамма-поле линейными структурными зонами, как это показано на *рис. 5.5*. Однако развитие мощной толщи перекрывающих отложений может создавать сложную картину вторичных ореолов рассеяния радиоэлементов и большое количество ложных помех, не связанных с кимберлитовыми телами. В связи с этим возможным подходом к интерпретации радиометрической информации будет выступать не изолированное рассмотрение закономерностей распределения отдельных радиоэлементов, а применение аддитивного или мультипликативного показателей по содержанию тория, калия и урана, которое позволило бы уменьшить количество помех и усилить аномальный эффект от рудных тел и рудоконтролирующих структур. В районах с минимальным развитием перекрывающих отложений возможно изучение распределения отдельных радиоактивных элементов.

Кроме этого, по зонам трещиноватости в околотрубочном пространстве, ограничивающим кимберлитовые трубки и контролирующим кимберлиты структурным зонам может происходить активная миграция радона-222 к поверхности. За счет большей конвективной составляющей разломных зон происходит миграция радона с больших глубин и может быть зафиксирована через толщу перекрывающих отложений. Это подтверждается исследованиями объемная активности радона на примере кимберлитовых трубок Среднего Тимана (*Магомедова и др., 2015; Магомедова, Удоратин, 2016*). По результатам радоновой съемки показано, что максимальные значения радона-222 связаны с трубками и аномалии имеют линейно-изометричную форму.

В связи с тем, что существуют хорошие предпосылки формирования аномалий радона в пределах околотрубочного пространства

кимберлитовых тел и рудоконтролирующих разломов, необходимым также является исследование активности радона.

Сказанные выше предположения относительно возможного характера распределения естественных радиоактивных изотопов (^{238}U , ^{232}Th , K) в перекрывающих кимберлитовые тела отложениях находят свое подтверждение в результатах гамма-спектрометрической съемки на территории Золотицкого поля (*Киселев и др., 2013*).

Кимберлитовые трубки располагаются в одной структурной зоне, но при этом суммарная интенсивность гамма-излучения в южной, центральной и северной части поля является отличной (*рис. 5.6, а*). Наиболее низкая интенсивность гамма-излучения наблюдается в южной части кимберлитового поля. Северная часть характеризуется наиболее высокими значениями гамма-поля. Кимберлитовые трубки в целом оконтуриваются повышенным общим гамма-полем однако, имеется ряд площадей с повышенной активностью, не связанных с кимберлитами и имеющих вероятно другую природу.

На территории развития Золотицкого поля фоновое содержание калия составляет от 1 до 1,5 %. В пределах трубок этот показатель возрастает до 4 %. Наблюдается приуроченность повышенных значений к направлению главного рудоконтролирующего разлома в пределах Золотицкого поля.

Территория Золотицкого поля в целом обеднена ураном и характеризуется сложным характером распределения данного элемента по площади. Концентрация урана колеблется от 1 до 4 ppm, достигая на отдельных участках значений 7-8 ppm. Явной приуроченности урана-238 к кимберлитовым трубкам не устанавливается.

Фоновые значения концентрации тория-232 на территории Золотицкого поля находятся в пределах 2-3 ppm. В пределах кимберлитовых трубок концентрация тория, как правило, значительно повышается от 12 до 30 ppm. Характер распределения тория в целом

пространственно повторяет картину распределения калия, что говорит единой природе формирования аномалий.

В связи с развитием на территории Золотицкого поля перекрывающих четвертичных и каменноугольных отложений мощностью более 10 метров по показателю суммарной интенсивности гамма-излучения создается большое количество аномалий, не связанных с кимберлитовыми трубками. В связи с этим важным при проведении гамма-спектрометрических исследований обратить внимание на характер распределения калия и тория, поскольку их площадное распределение в целом идентично, а также применить аддитивный или мультипликативный показатели для усиления аномального эффекта и снижения количества помех. Необходимо также включение в показатели и концентрации урана, поскольку определенная часть его может быть связана с кимберлитами.

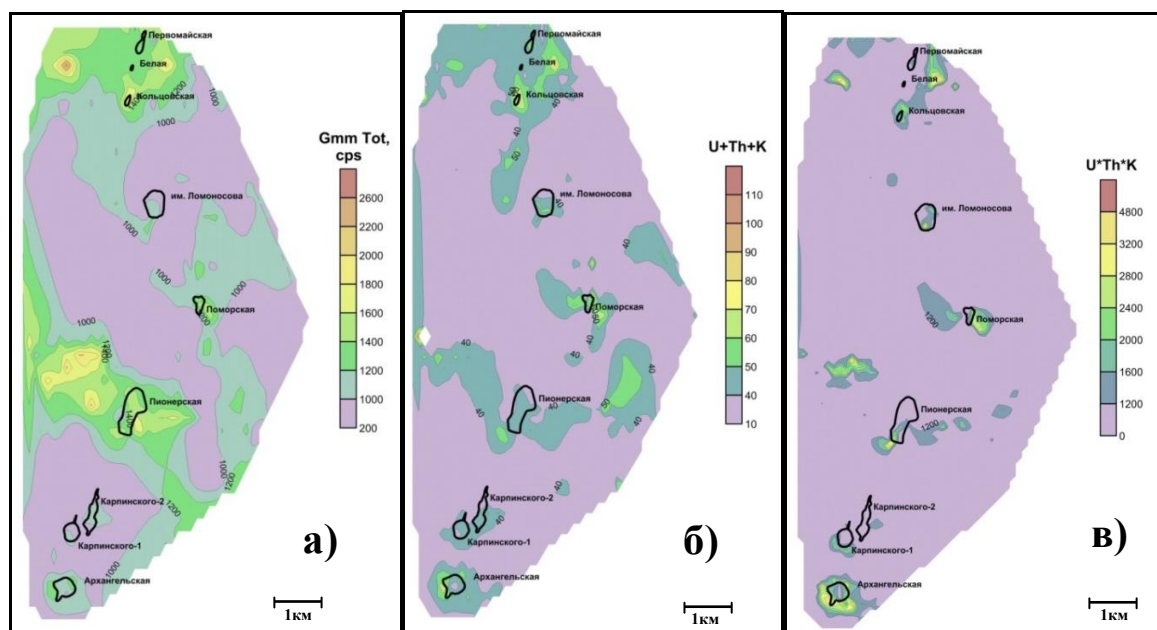


Рис. 5.6. Распределение суммарной гамма-активности, а также аддитивного или мультипликативного показателей по содержанию тория, калия и урана и по площади Золотицкого кимберлитового поля (*Киселев и др., 2013*).

а – суммарная интенсивность гамма-излучения; б – аддитивный показатель содержания радиоактивных элементов; в – мультипликативный показатель содержания радиоэлементов.

Распределение аддитивного или мультипликативного показателей по торию, калию и урану представлено на *рис. 5.6 (б,в)*. Применение данных показателей позволило значительно снизить число радиометрических аномалий, не связанных с кимберлитами. В пределах исследуемой площади все трубки сопровождаются аномальными значениями этих параметров. Радиометрические аномалии соединяются в структурные зоны и приобретают более выраженный линейный субмеридиональный характер, совпадающий с направлением главных кимберлитоконтролирующих разломов Золотицкого поля. Этот факт указывает на то, что, несмотря на развитие в районе Зимнего берега мощной толщи аллохтонных четвертичных отложений, существует восходящая вертикальная миграция радиоактивных изотопов по разломам, контролирующим размещение кимберлитов. В свою очередь это создает хорошие предпосылки развития высокоточной гамма-спектрометрической съемки на территории Зимнебережного района для поисков коренных источников алмазов.

Результаты исследования объемной активности радона (ОАР) свидетельствуют об активной миграции элемента в пределах кимберлитовых тел Золотицкого поля и формировании аномалий значений ^{222}Rn над трубками. При этом распределение значений активности радона подчиняется определенной закономерности, связанной со структурной позицией кимберлитовых тел. Результаты эманационной съемки по ряду кимберлитовых трубок Золотицкого поля в обобщенном виде представлены в виде *табл. 5.1 (Киселев и др., 2013)*. Профили измерения активности радона в почвенном воздухе показаны на *рис. 5.7*. Количество точек наблюдения определялось необходимостью изучения вариаций ОАР в пределах кимберлитового тела, на контактах с вмещающей средой, а также выходом на фон за пределы границ трубки. Точки измерения ОАР располагались относительно равномерно друг от друга по всем элементам профиля трубок.

ОАР в почвенном воздухе по профилям, пересекающим кимберлитовые трубки, изменяется в широких пределах от 91 до 11519



Рис. 5.7. Расположение профилей измерения объемной активности радона над кимберлитовыми трубками Золотицкого поля.

1 – трубки взрыва; 2 – профили измерения радона.

Бк/м³. В пределах тела трубок средние значения объемной активности ²²²Rn изменяются в диапазоне 134 – 1555 Бк/м³. Фоновые значения колеблются в пределах от 91 до 664 Бк/м³. Аномальное увеличение концентрации радона наблюдается на границах трубок. На данном элементе профиля значения ОАР изменяются от 2508 до 11519 Бк/м³, что в 4 и более чем в 20 раз превышает фоновые показатели и значения наблюдаемые в пределах тела трубки. Подобный характер распределения эманаций радона может быть объяснен развитием трещиноватых зон в околотрубочном пространстве кимберлитовых тел, которые приводят к миграции ²²²Rn к поверхности. Кимберлитоконтролирующие разломы,

Табл. 5.1. Объемная активность радона в почвенном воздухе в районе кимберлитовых трубок Золотицкого поля (Киселев и др., 2014)

Трубка	Активность радона по элементам профиля, пересекающего тело трубки			
	Фоновая активность за пределами трубки**	Граница 1*	Тело трубки**	Граница 2*
Карпинского-1	469±84	11519±1727	310±60	1174 ± 187
Карпинского-2	397±58	2508±401	205±42	1259±201
Ломоносова	91±23	4360±654	545±98	211±46
Поморская	107±27	2196±351	134±36	127±31
Пионерская	664±115	2804±448	1555±259	2571±411
Первомайская	497±88	2534±405	416±77	1105±187

Примечание: *Максимальное значение, наблюдаемое на границах трубок

**Значение рассчитано как среднее для элемента профиля.

вероятнее всего, могут сопровождаться подобным характером изменения активности радона, где максимальные значения будут наблюдаться над разломом.

5.2. Чидвинско-Ижмозерское кимберлитовое поле

Объектом исследования в пределах Чидвинско-Ижмозерского поля являлась трубка Чидвинская. Данная трубка была выбрана ввиду относительно больших размеров (1810×580 м) и малой мощности (~ 9 м) перекрывающих отложений, что важно для радиометрических исследований.

Трубка Чидвинская входит в состав Чидвинско-Ижмозерского кимберлитового поля расположенного в 30 км к северо-востоку от г. Архангельска (рис. 5.8) и насчитывающего в своем составе шесть трубок, образующих цепочку длиной 20 км с направлением на север-северо-восток (Еременко, 2004а, 2004б).

По своим размерам трубка Чидвинская относится к весьма крупным (1810×580 м) и в плане имеет неправильную гантелеобразную форму. Трубка обладает убогой алмазодержающей способностью и промышленного значения не имеет. Однако небольшой объем опробования ставит под сомнение достоверность количественной оценки содержания алмазов в трубке Чидвинская, поэтому перспективы перевода трубки в категорию с промышленной алмазодержающей способностью остаются (Ларченко и др., 2004).

Комплекс перекрывающих пород представлен четвертичными рыхлыми отложениями, выполненными в основном песками, суглинками, торфом и песчано-галечными образованиями. Мощность перекрывающих отложений варьирует от 1,5 м в северной и до 35,3 м в южной частях трубки. Средняя мощность четвертичных отложений 9,4 м.

В вертикальном разрезе трубка Чидвинская представляет собой двухкорневую диатрему с общим раструбом в приповерхностной части.

Верхнюю часть трубки выполняют образования кратерной фации и разделяются на две пачки, верхнюю и нижнюю суммарной мощностью 123,5 м (Еременко, 2004).

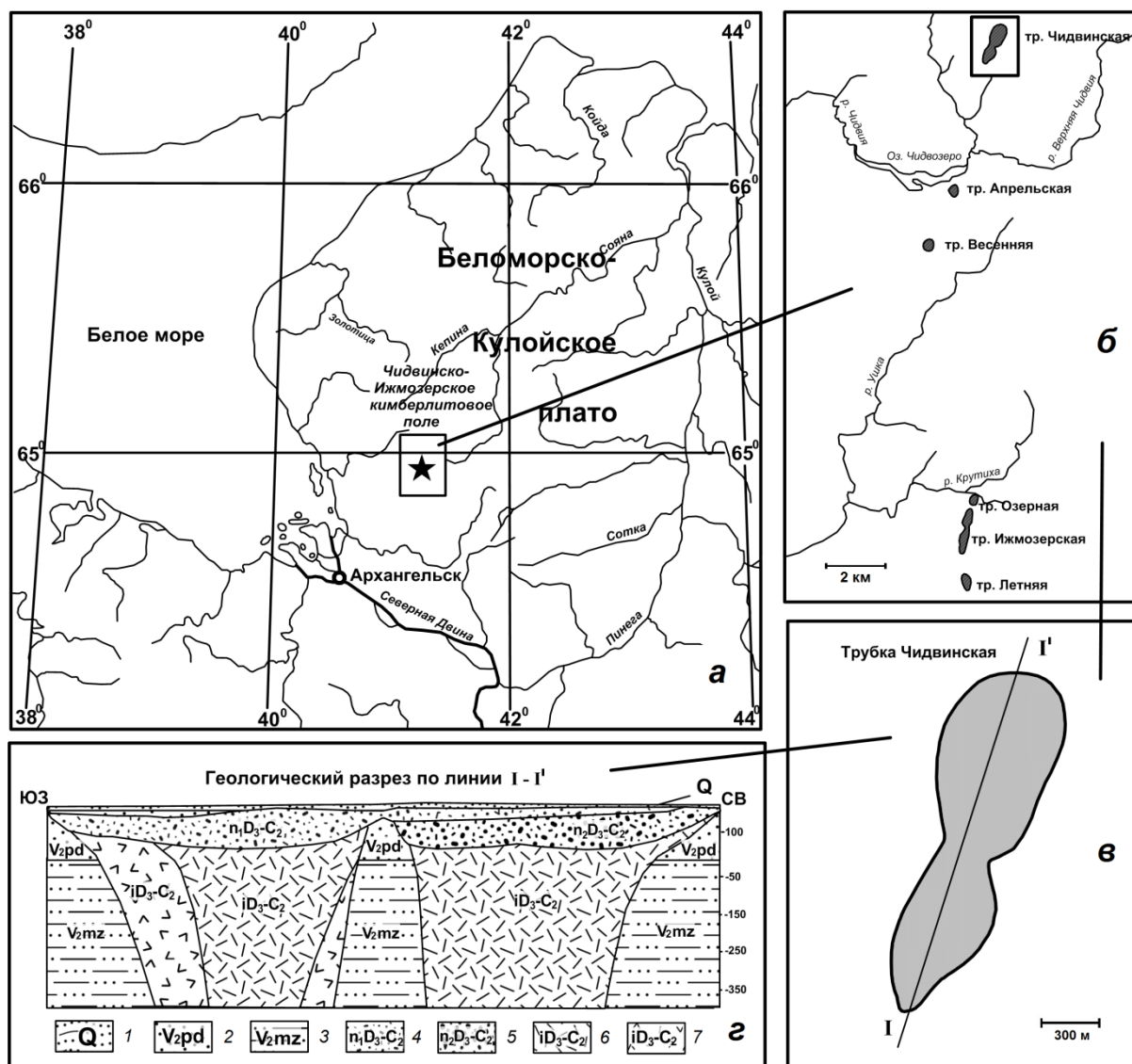


Рис. 5.8. Расположение трубок взрыва Чидвинско-Ижмозерского кимберлитового поля (а, б) и строение трубки Чидвинской (в, г), разрез по А.В. Еременко (2004):

1 – четвертичные отложения (супеси, суглинки, пески, глины); 2 – падунская свита венда (песчаники, аргиллиты, алевролиты); 3 – мезенская свита венда (алевролиты, аргиллиты, песчаники); 4 – верхняя пачка кратерной фации (туфопесчаники с прослоями туфов и туффитов); 5 – нижняя пачка кратерной фации (туффиты с прослоями туфов); 6 – автолитовые брекчии жерловой фации; 7 – ксенотуфобрекчии жерловой фации.

Верхняя пачка сложена туфогенно-осадочными породами, представленными разномерными песчаниками с примесью магматического материала, туфопесчаниками, туффитами и туфами.

Нижняя пачка распространена в северной части трубки и выполнена туффитами с редкими прослоями туфов и туфопесчаников.

Жерловая фация сложена автолитовыми брекчиями, туфо- и ксенотуфобрекчиями, которые формируют два рудных столба. Граница между ними проводится в средней части зоны пережима. Положение двух столов в плане отвечает северному и южному раздувам трубки.

Контакты между породами жерловой части и вмещающими отложениями довольно четкие, практически всегда наблюдаются зоны эндо- и экзоконтактов мощностью до 10 м.

На *рис. 5.9-5.11* представлены карты распределения радиометрических показателей в районе кимберлитовой трубки Чидвинская.

Как показано на *рис. 5.9*, общая радиоактивность пород изменяется в широких пределах от 172 до 1585 cps. Распределение повышенных значений гамма-поля имеет несколько более широкую конфигурацию, чем контур трубки. Наиболее контрастный и больший по площади участок повышенных значений гамма-поля приурочен к северной части трубки Чидвинская и локализован в пределах северного столба, где мощность перекрывающих четвертичных отложений минимальна и составляет около 1,5 метров. Здесь значения суммарной радиоактивности достигают более 1500 cps.

Пространственное распределение повышенных значений общего гамма-излучения верхних горизонтов в районе трубки Чидвинской образует линейную аномалию северо-восточного простирания, выходящую на пределы контура трубки и совпадающую с направлением кимберлитоконтролирующего разлома. За пределами этой области средние значения радиоактивного фона составляют порядка 800-900 cps. Содержание калия в районе трубки Чидвинской колеблется в диапазоне от менее 0,3 до 3,8 % (*рис. 5.10*). Пространственная картина распределения содержания калия в целом идентична показателю

суммарной интенсивности гамма-излучения и образует области повышенных значений в пределах контура, особенно в районе северной

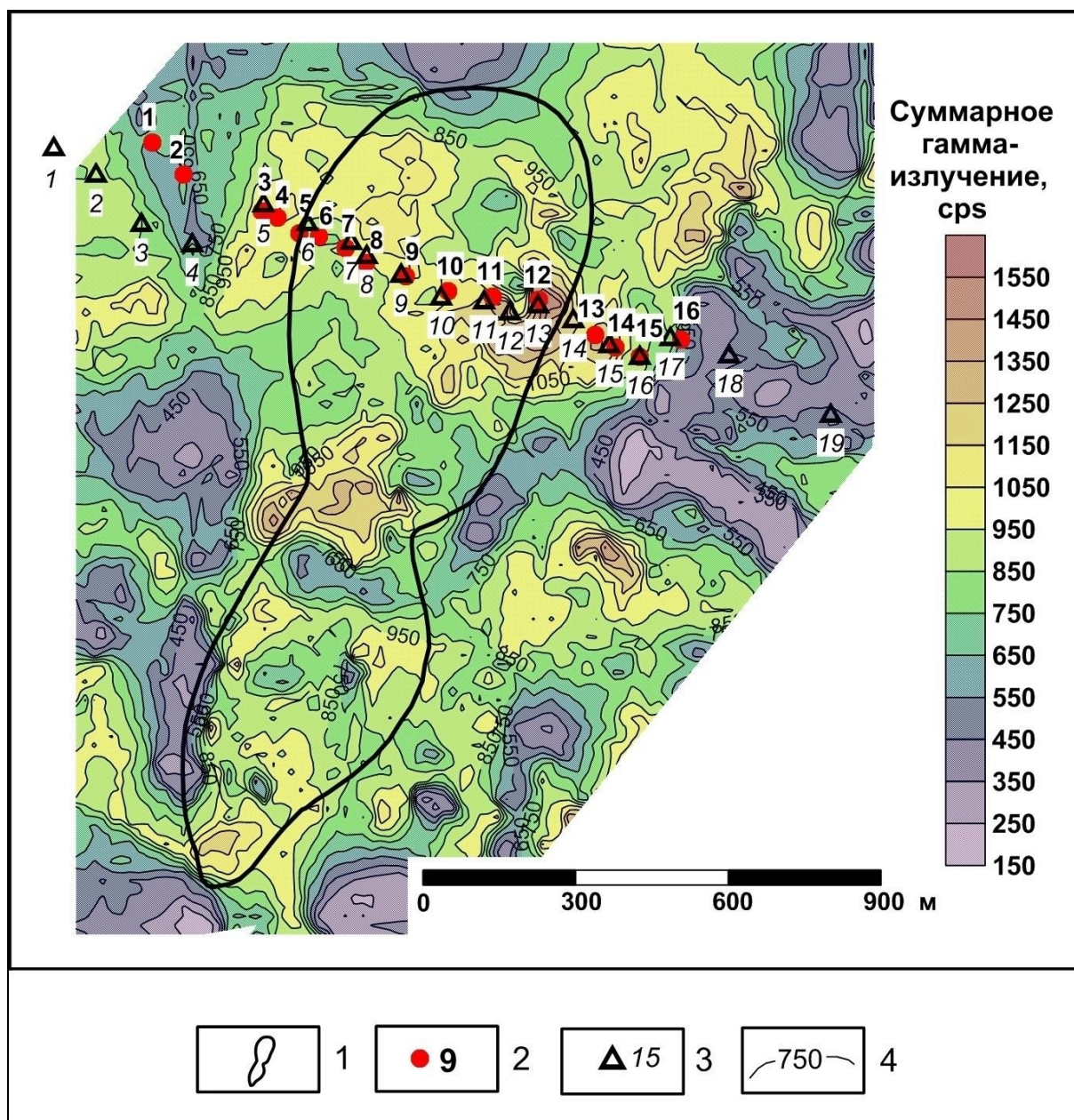


Рис. 5.9. Распределение суммарной интенсивности гамма-излучения в районе трубки Чидвинская.

1 – контур трубки Чидвинская; 2 – точки измерения ОАР в почвенном воздухе; 3 – точки измерения микросейсм; 4 – изолинии радиометрических показателей.

части трубки с малой мощностью перекрывающих четвертичных отложений. Концентрация тория в районе трубки Чидвинская варьирует в пределах 0,5 – 14,0 ppm (рис. 5.11). Максимальные значения тория

локализованы на небольших по площади участках и расположены, в основном, в пределах контура трубки. Концентрация урана изменяется от

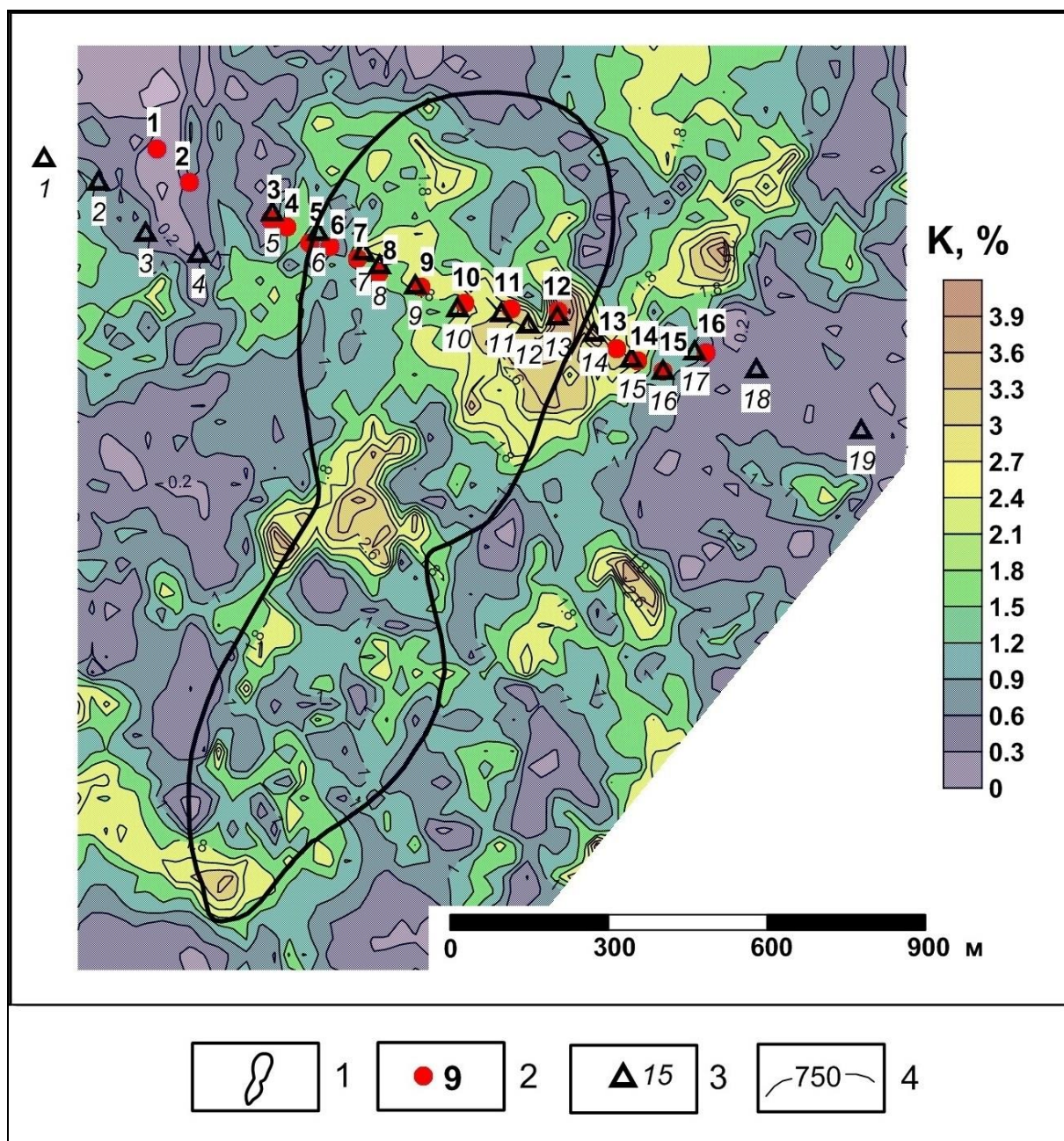


Рис. 5.10. Распределение содержания калия в районе трубки Чидвинская.

1 – контур трубки Чидвинская; 2 – точки измерения ОАР в почвенном воздухе; 3 – точки измерения микросейсм; 4 – изолинии радиометрических показателей.

менее 0,4 до 4,6 ppm. Характер распределения урана не однозначен. Явной пространственной приуроченности к контуру трубки не наблюдается.

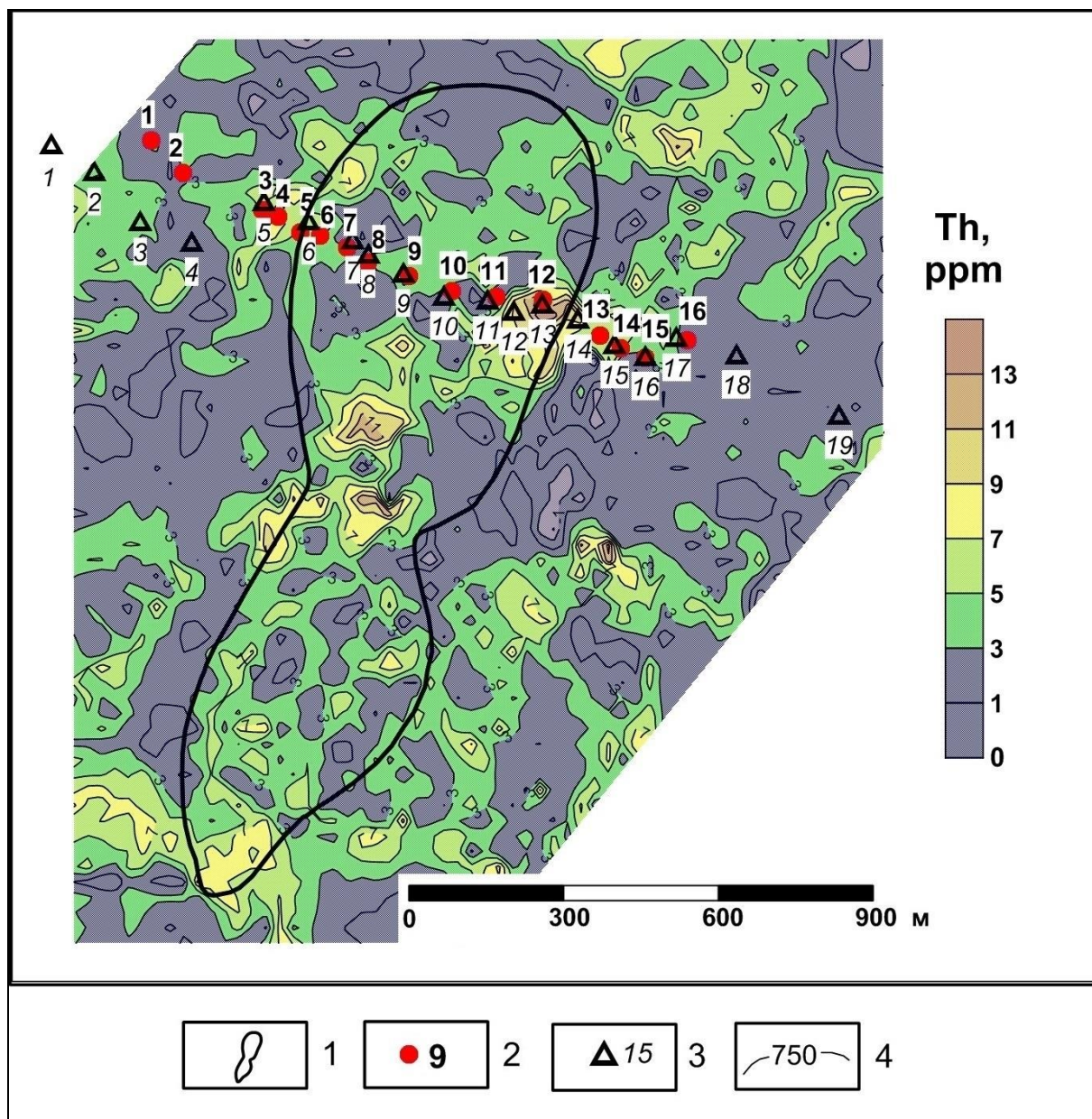


Рис. 5.11. Распределение концентрации тория-232 в районе трубки Чидвинская.

1 – контур трубки Чидвинская; 2 – точки измерения ОАР в почвенном воздухе; 3 – точки измерения микросейсм; 4 – изолинии радиометрических показателей.

В целом, можно отметить, что трубка Чидвинская выделяется повышенными значениями гамма-поля, а также содержанием калия на фоне вмещающих отложений. Распределение концентраций тория и урана фрагментарно и не имеет площадного распространения, что, по-видимому, объясняется сложным характером распределения радиоактивных

элементов в силу эродированности верхней части кратерной фации трубки Чидвинской.

Измерения ОАР в почвенном воздухе на трубке Чидвинской проводилось по профилю, пересекающему северный столб трубки в направлении северо-запад – юго-восток. Результаты исследования эманаций радона в пределах кимберлитовой трубки Чидвинская представлены в *табл. 5.2*. Закономерности изменения ОАР по профилю и точки наблюдения в графическом виде представлены на *рис. 5.12*.

Табл. 5.2. Объемная активность радона в почвенном воздухе в районе трубки Чидвинская.

Номер точки измерения	Координаты точек измерения		Активность ^{222}Rn , Бк/м ³ (± абсолютная погрешность)
	N	E	
1	64.95030	41.11813	114±20
2	64.94983	41.11915	682±115
3	64.94927	41.12177	1156±184
4	64.94917	41.12228	545±98
5	64.94893	41.12300	238±49
6	64.94888	41.12367	195±42
7	64.94870	41.12455	185±42
8	64.94848	41.12522	248±52
9	64.94827	41.12657	300±57
10	64.94803	41.12798	312±58
11	64.94793	41.12948	201±42
12	64.94787	41.13103	254±53
13	64.94733	41.13288	254±53
14	64.94715	41.13357	857±145
15	64.94700	41.13437	1312±209
16	64.94723	41.13580	212±44

Значения ОАР в почвенном воздухе по профилю, пересекающему северный столб трубки Чидвинская изменяются в пределах 114 – 1312 Бк/м³ (*рис. 5.12*). Значения ОАР по профилю изменяются с определенной

закономерностью. В пределах контура трубки вариации ОАР незначительны от 185 до 312 Бк/м³.

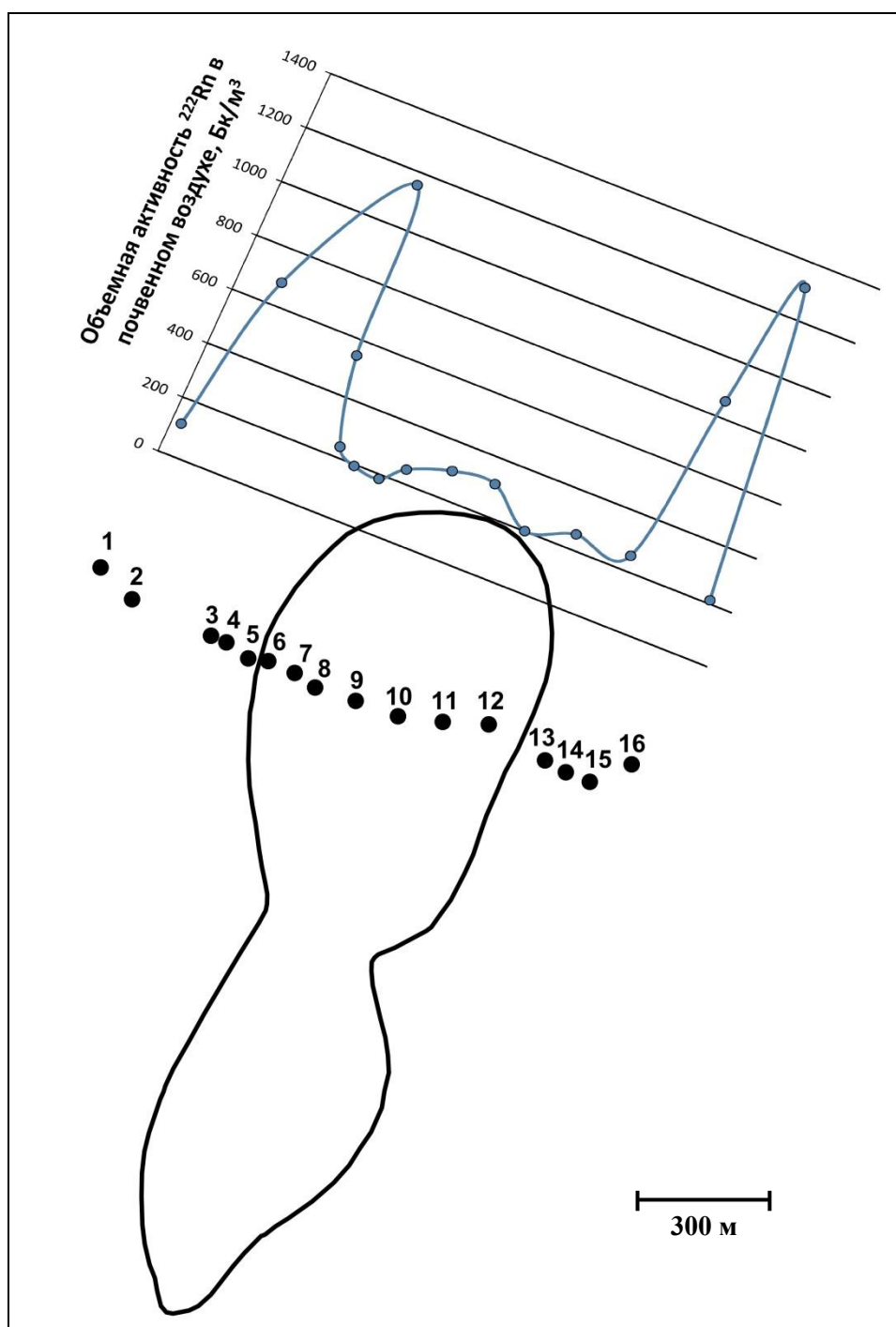


Рис. 5.12. Изменение ОАР в почвенном воздухе по профилю, пересекающему северный столб трубки Чидвинская.

На границах трубки Чидвинская наблюдается аномальное увеличение концентрации радона. На северо-западной границе трубки по

профилю максимальная активность радона в почвенном воздухе достигает значений 1156 Бк/м³, на юго-восточной границе этот показатель равен 1312 Бк/м³. За пределами границ трубки активность ²²²Rn резко падает, уменьшаясь до минимальных значений.

Выявленные закономерности изменения ОАР по пройденному профилю, по всей видимости, объясняются тем, что на контактах кимберлитовой трубки Чидвинской с вмещающим породами развиты трещиноватые разломные зоны с повышенной газопроницаемостью, приводящие к образованию наблюдаемых аномальных концентраций ОАР в почвенном воздухе.

Наличие в околотрубочном пространстве трубки Чидвинской зон с повышенной трещиноватостью, которые являются подводящими каналами для радона, подтверждаются исследованием глубинного строения трубки методом микросейсмического зондирования (ММЗ). Результаты сопоставления радиометрических и сейсмометрических исследований представлены на *рис. 5.13*. В ходе исследований трубки ММЗ был установлен характер околотрубочного пространства и строение трубки Чидвинской.

Аномальные концентрации радона, наблюдаемые на границах трубки Чидвинской, соответствуют контрастным линейным низкоскоростным зонам, которые являются трещиноватыми разломами вмещающих пород венда, ограничивающих трубку. По выделенным разломным структурам происходит миграция радона и возможно других глубинных газов. Рудное тело в данных ММЗ выделяется высокоскоростными свойствами.

Возрастание общей гамма-активности соответствует данным ММЗ и находится в пределах аномалии с высокоскоростными свойствами. Интенсивность суммарного гамма-излучения над высокоскоростной аномалией превышает в 2-4 раза фоновые значения характерные для вмещающих пород.

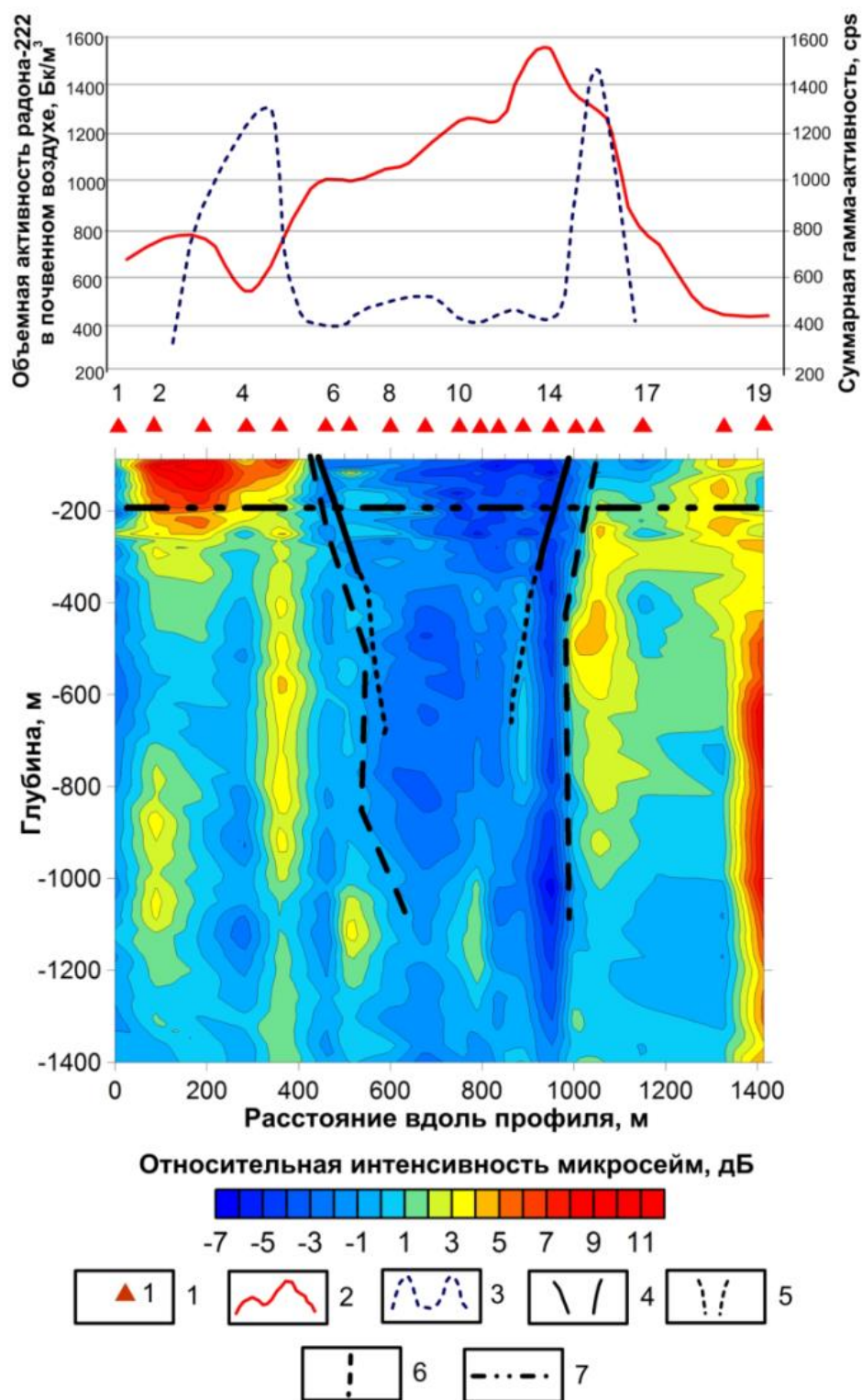


Рис. 5.13. Глубинный разрез распределений относительной интенсивности микросейсм и радиометрические показатели вдоль профиля, пересекающего трубку Чидвинская.

1 – точки измерений микросейсм; 2 – кривая изменения суммарной интенсивности гамма-излучения, имп/сек; 3 – кривая изменения объемной активности радона в почвенном воздухе, Бк/м³; 4 – границы трубки Чидвинской по геолого-разведочным данным; 5 – предполагаемое строение жерловой фации; 6 – борта трубчатого тела по данным ММЗ; 7 – граница падунской и мезенской свит верхнего венда.

Высокоскоростной характер трубочного тела указывает на его консолидированное строение, обуславливающее меньшую конвективную составляющую в миграции радона и как следствие наблюдаемые низкие значения ОАР в пределах данной области.

Таким образом, методом наземной гамма-спектрометрической съемки установлено, что трубка Чидвинская на фоне вмещающих отложений выделяется повышенными значениями суммарной интенсивности гамма-излучения, а также повышенным содержанием калия, особенно в северной части с минимальной мощностью перекрывающих четвертичных отложений. Аномальные концентрации радона, фиксируемые по бортам трубки, обусловлены зонами дробления горных пород вокруг трубки, которые проявляются в виде контрастных низкоскоростных зон по данным ММЗ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследования особенностей фракционирования радиоизотопов на территории Зимнебережного района Архангельской алмазоносной провинции сводятся к следующему:

1. В породах околотрубного пространства установлены избытки изотопа ^{234}U . Формирование высоких значений величины $\gamma = ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ обусловлено геологическим строением околотрубного пространства. Закономерности распределения избытков изотопа ^{234}U хорошо согласуется с данными по тектоническим и вещественным изменениям в породах околотрубного пространства. Механизм нарушения изотопного равновесия урана объясняется процессами динамики и циркуляции подземных вод по тектоническим трещинам, ограничивающим трубки. Развитие трещиноватых зон в околотрубном пространстве к осаждению урана и миграции изотопа ^{234}U . Ореол неравновесного урана достигает двух диаметров трубки и может рассматриваться в качестве локального поискового признака на обнаружение кимберлитов.
2. Изотопный состав урана поверхностных вод в районе Золотицкого поля, а также подземных вод не связанных с кимберлитовыми телами характеризуется минимальным избытком ^{234}U изменяющимся в диапазоне от 1,15 до 2,81 Бк/Бк. Подземные воды, циркулирующие в околотрубном пространстве кимберлитовых тел, сопровождаются аномальными активностями дочернего изотопа ^{234}U по отношению к ^{238}U . Средние значения избытка ^{234}U превышают 400 % по активности. Закономерности пространственного изменения величины $\gamma = ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах и породах указывают на их генетическую связь, обусловленную геологическим строением околотрубного пространства. Неравновесный уран с аномальным избытком изотопа ^{234}U может рассматриваться в качестве

идентификационного критерия вод кимберлитовых трубок и выступать поисковым признаком при выявлении новых кимберлитовых тел на территории Зимнебережного алмазоносного района.

3. Породы околотрубочного пространства характеризуется повышенными и аномальными содержаниями U, Th и K относительно фона. Первоначально накопление радиоактивных элементов в породах околотрубочного пространства происходило в восстановительных условиях формирующихся вокруг трубки в момент становления Золотицких кимберлитовых трубок 370млн лет назад. Это подтверждается по возрастанию концентрации радиационных дефектов в кварцах вмещающих пород. Современный этап накопления радиоэлементов устанавливается по резкому неравновесию изотопного отношения урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и связан с геологическим строением вмещающей кимберлиты толщи. Развитие тектонических трещин в околотрубочном пространстве приводит к изменению гидрохимического режима подземных вод и осаждению радиоэлементов.
4. Повышенные по отношению к фону концентрации радиоэлементов в околотрубочном пространстве формируют аномалии гамма-поля в перекрывающих трубки отложениях, что доказывается результатами гамма-спектрометрической съемки. Пространственная картина распределения радиоактивных элементов имеет выраженный линейный субмеридиональный характер, совпадающий с направлением главных кимберлитоконтролирующих разломов. Этот факт указывает на то, что, несмотря на развитие в районе Зимнего берега мощной толщи аллохтонных четвертичных отложений, существует восходящая вертикальная миграция радиоактивных изотопов по разломам, контролирующим размещение кимберлитов.

5. В почвенном воздухе на границах кимберлитовых трубок фиксируются аномальные значения объемной активности радона-222. Наблюдаемая аномальная объемная активность радона в перекрывающих отложениях является отражением развития в околотрубочном пространстве трещиноватых газопроницаемых зон, по которым происходит миграция радона к дневной поверхности.
6. Выявленные закономерности фракционирования ЕРЭ обусловленные особенностями геологического строения района исследований создают хорошие предпосылки использования комплекса изотопно-радиогеохимических методов, включающего в себя наземную гамма-спектрометрическую и эманационную съемку, неравновесный уран-изотопный метод для поисков коренных источников алмазов на территории Архангельской алмазоносной провинции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аналитическая химия урана и тория. - Серия: Аналитическая химия элементов. М.: Изд-во АН СССР, 1960. - 296 с.
2. Аналитическая химия урана. - Серия: Аналитическая химия элементов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 431 с.
3. Андросов Е.А., Вержак В.В., Ларченко В.А., Минченко Г.В. О структурном контроле размещения кимберлитовых тел на примере Архангельской кимберлитовой провинции. В сб. Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (алмазы-50). С-Пб. ВСЕГЕИ. 2004. с. 9-18.
4. Антонов Ю.В., Жаворонкин В.И., Слюсарев С.В., Ключников В.И., Слюсарев А.Н. Возможности метода вертикального градиента силы тяжести при разбраковке магнитных аномалий трубочного типа // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. 2004. №1. 153-158.
5. Арбузов С.И., Рихванов Л.П. Геохимия радиоактивных элементов. Учебное пособие. – Томск: Изд-во Томского политехнического института, 2009. 315 с.
6. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Зубов Е.И. и др. Интерпретация аэрогеофизических данных при поисках месторождений твердых полезных ископаемых // Разведка и охрана недр. 2006. № 5. С. 18-26.
7. Баранов В.И., Титаева Н.А. Радиогеология. М.: Изд-во МГУ, 1973, 241 с.
8. Богатилов О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазоносная провинция (Геология, петрография, геохимия и минералогия). М. Изд-во МГУ. 1999. 524 с.
9. Бондаренко В.М. Перенос радона в горном массиве: модели и экспериментальные данные / В.М. Бондаренко, Н.В. Демин, Т.М. Иванова // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. — № 5.

10. Бушков К.Ю. Структура Накынского кимберлитового поля и признаки скрытых сдвиговых кимберлитоконтролирующих структур. Дис. ... канд. геол.-мин.наук. М., 2006.
11. Ван Фэн-юй. Методика литохимических поисков скрытых кимберлитовых трубок: На примере Западной Якутии. Дис. ... канд. геол.-мин.наук. М.: МГУ, 1999. 129 с.
12. Васильев И.Д. Геологические структуры в околотрубочном пространстве трубки Архангельская и их использование для поисков коренных месторождений алмазов в Зимнебережном районе. Автореферат кандидатской диссертации на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. М. МГРИ-РГГРУ. 2010.
13. Васильчук Ю.К. Экспериментальное изучение изотопного фракционирования при конжеляционном льдообразовании // Криосфера Земли, 2011. т. XV. № 3. С. 51-55.
14. Вержак В.В. Геологическое строение, вещественный состав, условия образования и методика разведки месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова: Дис. ... канд. геол.-мин.наук. М.: МГУ, 2001.
15. Вержак В.В., Минченко Г.В., Ларченко В.А. и др. Опыт поисков месторождений алмазов в Архангельской алмазоносной провинции и на сопредельных территориях севера Восточно-Европейской платформы // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Материалы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Якутск: Издательство ЯНЦ СО РАН. 2008. С. 308-314.
16. Веричев Е.М. Геологические условия образования и разведка месторождения алмазов им. В.Гриба. Дис. ... канд. геол.-мин.наук. М.: МГУ, 2002. 222 с.
17. Веричев Е.М. Геологическое строение и вещественный состав трубки им. В. Гриба / Е.М. Веричев, Н.Н. Головин, А.А. Заостровцев //

Очерки по геологии и полезным ископаемым Архангельской области.
Архангельск, 2000.-С. 85-86.

18. Вернадский А.И. Труды по радиогеологии. – М.: Наука, 1997. 317 с.
19. Восель Ю.С. Геохимия урана в современных карбонатных отложениях малых озер (формы нахождения и изотопные отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2016. – 128 с.
20. Гаранин К.В. Щелочные ультраосновные магматиты Зимнего Берега: их потенциальная алмазоносность и перспективы промышленного освоения: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук / К.В. Гаранин. М.: МГУ. 2004. 32 с.
21. Геология и полезные ископаемые Архангельской области. Сб. науч. тр. / М-во геологии РСФСР, Геол. фонд РСФСР. 1987. 190 с.
22. Главатских С. П. Геохимические критерии и методы поисков алмазоносных кимберлитов (на примере Архангельской кимберлитовой провинции). Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минерал. наук. М., 1992. 211 с.
23. Гладков А.С., Борняков С.А., Манаков А.В. и др. Тектонофизические исследования при алмазопроизводных работах: методическое пособие. – М.: Научный мир, 2008. 175 с.
24. Головин Н.Н. Геологическое строение, минеральный состав и условия образования щелочно-ультраосновных пород Кепинской площади. Автореферат канд. дисс. М. МГУ. 2003.
25. Громцев К.Ю. Перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита по данным дистанционного зондирования. Автореферат канд. дисс. М. ЦНИГРИ. 2010.
26. Губайдуллин М.Г. Геоэкологические условия освоения минерально-сырьевых ресурсов Европейского Севера России. Архангельск: ПТУ им. М.В. Ломоносова, 2002. 310 с.
27. Демин Ю.И., Демина Л.И. Торий в горных породах и рудах – источник радиационной опасности в горнорудных районах

(соотношение природной и техногенной радиации). – М.:ГЕОС, 1999. 156 с.

28. Добрынина М.И. Особенности размещения палеозойского магматизма северной части Русской плиты с позиции континентального рифтогенеза // Геология и полезные ископаемые севера Европейской части СССР. Архангельск. 1991. С. 5-22.
29. Евсеева Л.С., Перельман А.И., Иванов К.В. Геохимия урана в зоне гипергенеза. – М.: Атомиздат, 1974. - 281 с.
30. Ежова М.П., Поляков В.А. Способ поиска кимберлитов в районах проявления кимберлитового магматизма // № SU 970 986, Изобретения СССР, 1981.
31. Еременко А.В. Особенности геологического строения, вещественного состава и геодинамики формирования трубок взрыва Ижмозерского поля Архангельской алмазоносной провинции. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Москва, 2004. 24 с.
32. Еременко А.В. Особенности состава хромшпинелидов трубок взрыва Ижмозерского поля Архангельской алмазоносной провинции как отражение геодинамики их формирования // Вестник Воронежского университета. Геология. 2004. №1. С. 84-92.
33. Зверев В.Л., Кравцов А.И., Илупин И.П. и др. Изотопы урана в кимберлитовом магматизме Восточной Сибири // ДАН. 1979. Т. 245. № 4. С. 946-950.
34. Зверев В.Л., Семенов Г.С., Спиридонов А.И. и др. Разделение изотопов урана в процессе кимберлитового магматизма // Геохимия. 1976. №12. С. 1884-1886.
35. Игнатов П.А., Болонин А.В., Васильев И.Д., Шмонов А.М., Фомин А.А., Ким В.. Складчатые и разрывные деформации во вмещающих и перекрывающих толщах в карьере кимберлитовой трубки Архангельская. Руды и металлы. № 1, 2012. С. 42-48.

36. Игнатов П.А., Болонин А.В., Васильев И.Д., Фомин А.А., Ким В. Контакты кимберлитовой трубки Архангельская и деформации вмещающих и перекрывающих пород М.: Геология и разведка. 2009, № 5. С. 28-34.
37. Игнатов П.А., Болонин А.В., Калмыков Б.А., Андросов Е.А., Гунин А.П. Палеотектонические структуры Зимнебережного алмазоносного района Архангельской области. Бюлл. МОИП. Отд. геол. № 3. 2008. С. 13-20.
38. Игнатов П.А., Болонин А.В., Калмыков Б.А., Васильев И.Д. Изучение околотрубочных текстурно-структурных и вещественных изменений с целью разработки методики поисков кимберлитовых тел (околотрубочные изменения). Окончательный отчет. М.-Архангельск. Фонды РГГРУ-«АЛРОСА-Поморье». 2006.
39. Игнатов П.А., Зарипов Н.Р., Ким. В, Гунин А.П. Типы осветленных красноцветных кимберлитовмещающих пород венда-кембрия Зимнебережного района Архангельской области // Геология и разведка. Известия вузов. №2. 2015. С. 15-21.
40. Игнатов П.А., Новиков К.В., Бушков К.Ю. и др. Реконструкция кинематики разломов на закрытых территориях по данным анализа микронарушений в керне // Геология и разведка. Известия вузов. №3. 2011. С. 55-60.
41. Игнатов П.А., Штейн Я.И., Черный С.Д. и др. Новые приемы оценки локальных площадей на коренные месторождения алмазов // Руды и металлы, 2001. №5. С. 32-43.
42. Калинин О.И., Литвиненко А.И., Миляев В.Л. и др. Применение сейсморазведки при поисках кимберлитовых трубок в алмазоносных районах Якутии // Методы разведочной геофизики. Рудная сейсморазведка. Л.: НПО Рудгеофизика, 1987. С. 84-91

43. Киселев Г.П. Прогноз месторождений полезных ископаемых и загрязнения геологической среды уран-изотопными методами. Автореферат дис. на соиск. уч.ст. д. г-м н., Архангельск, ИЭПС УрО РАН, 2005. – 50 с.
44. Киселев Г.П. Четные изотопы урана в геосфере. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. – 220 с.
45. Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатилов О.А., Каргин А.В. Алмазоносность кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область). Геология рудных месторождений. 2007, том 49, № 6, с.483-505.
46. Контарович Р. С., Цыганов В.А. Проблемы и перспективы развития геофизических технологий при поисках коренных месторождений алмазов. // Геофизика. 2000. № 4. С. 52-57.
47. Копчиков М.Б. Типоморфные особенности алмаза Архангельской алмазоносной провинции. Дис. ... канд. геол.-мин.наук. М.: МГУ, 2009.235 с.
48. Коротков Ю.В. Поиск скрытых кимберлитовых тел с использованием импульсной индуктивной электроразведки в Архангельской алмазоносной провинции. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Москва, 2011. 26 с.
49. Коротков Ю.В. К вопросу о выделении и отслеживании разрывных нарушений по характерным изменениям проводимости в толщах осадочных отложений //Геофизические исследования, 2011 Т. 12. № 4. С. 81-92.
50. Кудрявцева Г.П. Морфогенез алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов и родственных им пород Архангельской алмазоносной провинции: атлас / Г.П. Кудрявцева, Т.В. Посухова, В.В. Вержак, Е.М. Веричев, В.К. Гаранин, Н.Н. Головин, В.М. Зуев. М.: Полярный круг. 2005. 624 с.
51. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-

- ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, ИПП «Правда Севера», 2004. 281 с.
52. Кутинов Ю.Г. О структурно-тектоническом контроле эксплозивных тел Зимнего берега по данным аэроэлектроразведки //Изв. вузов. Геол. и разведка. 1991, №6. С. 118-121.
53. Лапин А. В., Толстов А.В. О геохимических типах кимберлитов // Щелочной магматизм и его рудоносность. Киев: изд-во «Логос»,2007. С. 139-142.
54. Ларченко В.А., Степанов В.П., Минченко Г.В. и др. Алмазоносность кимберлитов и родственных им пород Зимнего берега // Вестник Воронежского университета. Геология. 2004. № 2. С. 134-147.
55. Ларченко В.А., Степанов В.П., Минченко Г.В., Первов В.А. Возраст магматических пород, рудовмещающей толщи и среднепалеозойских коллекторов Зимнебережного алмазоносного района. В сб. Геология алмаза – настоящее и будущее (геологи к 50-летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж: Воронежский государственный университет. 2005. с. 322-347.
56. Магомедова А.Ш., Удоратин В.В. Объемная активность радона трубок взрыва и магнитных аномалий Среднего Тимана // Материалы XVII Уральской молодежной научной школы по геофизике. - Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2016. С. 110-112.
57. Магомедова А.Ш., Удоратин В.В., Езимова Ю.Е. Отражение разломных зон и трубок взрыва Среднего Тимана в геофизических полях // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2015, №10. С. 28-34.
58. Малов А.И. Экологические функции подземных вод. Екатеринбург: УрО РАН, 2014. 167 с.
59. Малов А.И., Киселев Г.П. Уран в подземных водах Мезенской синеклизы. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2008. 238 с.

60. Малов А.И., Киселев Г.П., Рудик Г.П., Зыков С.Б. Изотопы урана в подземных водах венда Мезенской синеклизы // Водные ресурсы, 2009, №6. С. 711 – 721.
61. Методика измерений объемной активности изотопов урана (^{238}U , ^{234}U , ^{235}U) в пробах природных (пресных и минерализованных), технологических и сточных вод альфа-спектрометрическим методом с радиохимической подготовкой. – Москва: ФГУП «ВИМС», 2013. – 15 с.
62. Методика измерений удельной активности изотопов урана (^{238}U , ^{234}U , ^{235}U) в пробах почв, грунтов, донных отложений, горных пород и строительных материалов на их основе альфа-спектрометрическим методом с радиохимической подготовкой. – Москва: ФГУП «ВИМС», 2013. – 18 с.
63. Методика экспрессного измерения объемной активности ^{222}Rn в почвенном воздухе с помощью радиометра радона типа РРА. Москва: ЦМИИ ГП «ВНИИФТРИ». 2006. 16 с.
64. Методическое руководство по уран-изотопному моделированию динамики подземных вод в условиях активного водообмена. – Бишкек: Илим, 1991. – 88 с.
65. Микляев П.С., Петрова Т.Б., Цапалов А.А. Принципы оценки потенциальной радоноопасности территорий //Аппаратура и новости радиационных измерений (АНРИ), 2008, №4. С. 14-19.
66. Основные черты геохимии урана / под ред. А.П. Виноградова. М.: Изд-во АН СССР, 1963. - 374 с.
67. Палажченко О.В. Алмаз из месторождений Архангельской алмазоносной провинции. Дис. ... канд. геол.-мин.наук. М.: МГУ, 2008. 349 с.
68. Петрашень Г.И., Рудаков А.Г. Основные проблемы метода многократных перекрытий ОГТ и технологичных методик обработки его данных // Геофизика. 1996. № 1. С. 3-13.

69. Пучков А. В., Киселев Г. П. Оценка количественных показателей объемной активности радона-222 на территории Архангельской промышленной агломерации // Экология человека. 2011. № 9. С. 19 – 23.
70. Разработка и внедрение методики сейсмических исследований при поисках кимберлитовых трубок в Юго-Восточном Беломорье. Л: НПО «Рудгеофизика». 1989. 87 с.
71. Раков Л.Т. Научные основы применения структурных дефектов в кварце в качестве индикатора минералообразования. Автореф. диссертации.на соискание уч. ст. доктора геол.-мин. наук. М. ВИМС. 2007.
72. Ранкама К. Изотопы в геологии / Под ред. И.Е. Старика. М.: Иностран. Литер., 1956. – 464 с.
73. Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Воднева Е.Н., Чувашова И.С. Выявление текущих деформаций коры в Тункинской долине по проявлению эффекта Чалова–Чердынцева в подземных водах // Вестник кафедры географии ВСГАО. 2014. № 4 (11). С. 70 – 78.
74. Романов М.Е., Колонин А.Г. Криволинейно-лучевая кинематическая и амплитудная сейсмотомография. Новосибирск: ИМ СО РАН, 1997. 40 с.
75. Рыбальченко А.Я., Рыбальченко Т.М., Силаев В.И. Теоретические основы прогнозирования и поисков коренных месторождений алмазов туффизитового типа // Известия Коми научного центра УрО РАН. Вып.1(5). Сыктывкар. 2011. С. 54-66.
76. Саблуков, С.М. 1987. Некоторые особенности внутреннего строения кимберлитовых трубок. Москва: Труды ЦНИГРИ, 218, стр. 37-41.
77. Сапожников Ю.А., Алиев Р.А., Калмыков С.Н. Радиоактивность окружающей среды. Теория и практика. М.: БИНОМ. Лаборатория знаний, 2006. 286 с.
78. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М. Космические методы при прогнозе и поисках месторождений алмазов. М. Недра. 2001. 198 с.

79. Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 231 с.
80. Соболев В. К. Проблема коренных источников алмазов (природа и особенности поисков по минералам-индикаторам на примере территории Архангельской области) // Геология и полезные ископаемые севера Европейской части СССР. Архангельск, 1991. С. 68—100.
81. Сорокин В.М., Ященко А.К. Возмущение квазистационарного электрического поля в атмосфере над сейсмоактивными районами // Химическая физика. Т. 19. № 6. 2000. С. 71-80.
82. Станковский А.Ф. Венд Юго-Восточного Беломорья // Разведка и охрана недр. 1997. № 5. С 4-9.
83. Старик И.Е. Основы радиохимии. Л.: Наука, 1969. 647 с.
84. Стогний В.В., Коротков Ю.В. Поиск кимберлитовых тел методом переходных процессов. Новосибирск: Издательство «Малотиражная типография 2D», 2010. 121 с.
85. Суеркулов Э.А., Осмонбетов О.К. Киселев Г.П. Эффективность аэрогамма-спектрометрической съемки в Киргизии // Разведка и охрана недр. 1985. № 5. С. 57-59.
86. Титаева Н.А. Геохимия природных радиоактивных рядов распада. – М.: ГЕОС, 2005. – 226 с.
87. Титаева Н.А. Ядерная геохимия. М.: Изд-во МГУ, 2000. 336 с.
88. Тихонов А.И., Тихонов В.П., Васильев А.В. и др. Использование уран-изотопного метода для выявления активных участков глубинных разломов на Русской платформе и оценка их воздействия на экологическое состояние подземных вод // Уральский геофизический вестник. 2006. № 9. С. 63-68.
89. Тихонов А.И., Тихонов В.П., Васильев А.В., Фролов В.А. Выявление потенциально алмазоносного района в северной части Приволжской возвышенности по изотопно-геохимическим данным / Уральский геофиз. вестник 2005. № 8. С.59-62.

90. Уткин В. И. Радоновая проблема в экологии Соросовский образовательный журнал, том 6. №3. 2000. С.73-80.
91. Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли. - М.: Научный мир, 2009. – 632 с.
92. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Изд-во Мир, 1989. – 590 с.
93. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерогения, прогноз). М.: НИИ-Природа, 2005. 540 с.
94. Харьков АД., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов и мира. М.: Недра.1998.555 с.
95. Цыганов В.А. Классификация и исследование отказов магнитометрического метода поисков кимберлитов. М.: ФГУП Аэрогеология. — 25 с.
96. Цыганов В.А., Контарович Р.С., Могилевский В.Е. и др. Современные аэрогеофизические технологии – как основа геологических и прогнозно-минерогенических карт нового поколения // Сб. научных трудов «Конгресс выпускников геологического факультета МГУ 26 мая 2004 г.» / Отв. ред. Хмелевский В. К. М.: МГУ, 2004. С 151-158.
97. Чалов П.И. Изотопное фракционирование природного урана. Фрунзе: Илим, 1975. 236 с.
98. Чалов П.И., Киселев Г.П., Тихонов А.И. и др. О пространственной корреляции аномального избытка урана-234 в подземных водах и ртутно-сурьмяного оруденения телетермального типа // Докл. АН СССР, 1990. – Т.312. – №3. – С.580.
99. Чебыкин Е.П., Рассказов С.В., Воднева Е.Н., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В. Первые результаты мониторинга $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах из активных разломов западного побережья Южного Байкала // Доклады академии наук. – 2015. Т. 460, № 4. – С. 464–467.
100. Чердынцев В.В. Уран-234. – М.: Атомиздат, 1969. – 299 с.

101. Чердынцев В.В., Чалов П.И. Естественное разделение ^{234}U и ^{238}U // Открытия в СССР. М.: УНИИПИ, 1977. С.28–31.
102. Широбоков В.Н. Некоторые особенности глубинного строения Зимнебережного алмазоносного района. Разведка и охрана недр. 1997, № 5. С.21-25.
103. Шпилевая Д.В. Геологическое строение, минеральный состав и эколого-экономические аспекты освоения трубки Архангельская: месторождение алмазов им. М.В. Ломоносова. 2008. 150 с.
104. Щукин В.С., Колодько А.А. Основные направления поисковых работ на алмазы на севере Восточно-Европейской платформы в связи с многоэтапностью кимберлитового магматизма. // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж. 2001. С. 582-583.
105. Щукина, Е.В.. Минералого-геохимические особенности ксенолитов литосферной мантии из кимберлитовой трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция : диссертация ... кандидата геолого-минералогических наук: Ин-т геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН- Новосибирск, 2013.- 220 с.
106. Эринчек Ю.М., Рыхлова Т.И., Валуева Н.И., Милыптейн Е.Д., Поляков А.А., Салтыков О.Г. Детальное литолого-стратиграфическое расчленение падунской свиты венда в Зимнебережном алмазоносном районе //Разведка и охрана недр, 1997. № 11. С. 3-8.
107. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург, 2003. 299 с.
108. Ahrens L.H., Cherry R.D., Erlank A.J. Observation on the Th–U relationship in zircons from granitic rocks and from kimberlites // GeochimCosmochim Acta, 1967. № 31. P. 2379-2387.
109. Andersen, M.B., Erel Y., Bourdon B. Experimental Evidence for ^{234}U – ^{238}U Fractionation During Granite Weathering With Implications for $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$

- in Natural Waters // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2009. V.73. P. 4124–4141.
110. Grzymko T.J., Marcantonio B.A. McKee C.M. et al. Temporal Variability of Uranium Concentrations and $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ Activity Ratios in the Mississippi River and Its Tributaries // *Chemical Geology*. 2007. V. 243. P. 344–356.
111. Koide M., Golberg E. $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ration in sea water // *Prog. Oceanography*. 1965. V.3. P.173.
112. Luo S., Ku T., Roback R. et al. In-situ Radionuclide Transport and Preferential Groundwater Flows at INEEL (Idaho): Decay-series Disequilibrium Studies // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. V. 64 (5). P. 867–881.
113. Lutt, B.G., Mineeva I.G. Uranium and thorium in Kimberlites of Siberia // *Geochemistry International*, 1973. № 11. P. 1721-1724.
114. Maher K., DePaolo J.C., Christensen J.N. U–Sr Isotopic Speedometer: Fluid Flow and Chemical Weathering Rates in Aquifers // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V. 70. P. 4417–4435.
115. Maher K., DePaolo J.C., Lin. F. Rates of Silicate Dissolution in Deep-Sea Sediment: In Situ Measurement Using U-234/U-238 of Pore Fluids // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2004. V.68 (22). P. 4629–4648.
116. Mwenifumbo C.J., Kjarsgaard B.A. Gamma-ray logging and radioelement distribution in the Fort de la corne kimberlite pipe 169 // *Exploration and Mining Geology*. 1999. № 8 (12). P. 137-147.
117. Osmond J. K., Rydell H.S., Kaufman M.I. Uranium Disequilibrium in Groundwater: An Isotope Dilution Approach in Hydrologic Investigations // *Science* 1968. V. 162 (3857). P. 997-999.
118. Paul D.K., Gale N.H., Harris P.G. Uranium and thorium abundances in Indian kimberlites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1977. № 41 (2). P. 335-339.

119. Riotte J., Chabaux F. ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) Activity Ratios in Freshwaters as Tracers of Hydrological Processes: The Strengbach Watershed (Vosges, France) // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V.63 (9). P. 1263–1275.
120. Roback R. C., Johnson T. M., McLing T. L. et al. Uranium Isotopic Evidence for Groundwater Chemical Evolution and Flow Patterns in the Eastern Snake River Plain Aquifer, Idaho // *Geological Society of America Bulletin*. 2001. V.113 (9). P. 1133-1141.