

*В. М. Андреев*

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ  
РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ  
В ТВЕРДЫХ ВУЛКАНИТАХ  
И РАДИОГЕННЫХ ГАЗАХ  
ИЗ ВУЛКАНОВ И ГИДРОТЕРМ  
КАМЧАТКИ И КУРИЛ**



Российская Академия наук, Дальневосточное отделение  
Институт вулканологии и сейсмологии

Министерство образования и науки Российской Федерации  
Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга



*В. М. Андруев*

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ  
РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ  
В ТВЕРДЫХ ВУЛКАНИТАХ  
И РАДИОГЕННЫХ ГАЗАХ  
ИЗ ВУЛКАНОВ И ГИДРОТЕРМ  
КАМЧАТКИ И КУРИЛ**

М О Н О Г Р А Ф И Я

КамГУ им. Витуса Беринга  
Петропавловск-Камчатский  
2013

УДК 551.21  
ББК 26.325  
А65

*Издание осуществлено при финансовой поддержке  
Министерства образования и науки РФ  
в рамках программы стратегического развития  
ФГБОУ ВПО «Камчатский государственный университет  
имени Витуса Беринга» на 2012–2016 гг.*

Рецензенты:

*И. Ф. Делемень, канд. геол.-мин. наук  
Г. П. Пономарев, канд. геол.-мин. наук*

**Андреев В. И.**

А65 Распределение естественных радиоактивных элементов в твердых вулканитах и радиогенных газах из вулканов и гидротерм Камчатки и Курил : монография / В. И. Андреев ; Ин-т вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, КамГУ им. Витуса Беринга. — Петропавловск-Камчатский : КамГУ им. Витуса Беринга, 2013. — 158 с.

ISBN 978-5-7968-0490-2

В монографии представлены результаты многолетних исследований автора — распределение естественных радиоактивных элементов в твердых вулканитах и радиогенных газах из вулканов и гидротерм Камчатки и Курильских островов. Дан краткий обзор исследований радиоактивности вулканогенных пород; рассмотрено распределение радионуклидов в вулканитах региона. Особое внимание уделено радиоактивному равновесию и условий, при которых оно нарушается. Представлены результаты исследования радиоактивности источников Новых Толбачинских вулканов, кальдер Карымской, Академии Наук, Кихпиньчского вулканического центра, района Паратунского грабена.

Книга адресована студентам и специалистам геологического и геофизического направления, а также для читателей, интересующихся радиоактивностью твердых горных пород и радиогенных газов, связанных с вулканами и гидротермальными системами; может быть пособием для таких дисциплин как ядерная геофизика, экология и других смежных направлений, связанных с радиоактивностью.

Рекомендована к изданию научно-техническим советом ФГБОУ ВПО «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга».

**УДК 551.21  
ББК 26.325**

ISBN 978-5-7968-0490-2

© В. И. Андреев, 2013  
© КамГУ им. Витуса Беринга, 2013

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	5
Глава 1	
КРАТКИЙ ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ ПРОБЛЕМ РАДИОАКТИВНОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД	
1.1. История исследований радиоактивности вулканитов и радиогенных газов Камчатки и Курильских островов .....	10
1.2. Распределения ЕРЭ в вулканитах некоторых островных дуг .....	12
1.3. Сравнительная характеристика распределения радиоактивных элементов в вулканической зоне Курило-Камчатской островной дуги .....	13
Выводы .....	18
Глава 2	
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОНУКЛИДОВ В ВУЛКАНИТАХ КАМЧАТКИ И КУРИЛ	
2.1. Петрографическая характеристика вулканических объектов исследований .....	20
2.2. Соотношение ЕРЭ в вулканических и субвулканических породах вулканов Камчатки .....	28
2.3. Распределение урана в изверженных породах .....	31
2.4. Содержание и соотношение ЕРЭ в различных фациях вулканогенных пород .....	49
2.5. Содержание урана в водотоках вблизи действующих вулканов и в водных вытяжках из вулканогенных пород .....	66
Глава 3	
РАДИОАКТИВНОЕ РАВНОВЕСИЕ	
3.1. Общие положения .....	68
3.2. Нарушение равновесия в магматическом и постмагматическом процессах .....	69

3.3. Связь глубинного строения вулканов с распределением ЕРЭ .....	85
3.4. Особенности распределения ЕРЭ в породах и минеральных новообразованиях подводного вулкана Пийпа .....	85

## Глава 4

### РАДИОАКТИВНОСТЬ И ОБЪЕМНАЯ АКТИВНОСТЬ РАДОНА

4.1. Характеристика радиоактивности и объемной активности радона .....	94
4.2. Исследования радиоактивности источников Новых Толбачинских вулканов, кальдер Карымской, Академии Наук, Кихпиньчского вулканического центра, района Паратунского грабена (полигона Сосновка) .....	99
4.3. Обсуждение результатов исследований радиоактивности и объемной активности радона .....	125
4.4. Выводы .....	131

## Глава 5

### О НОВЫХ ЯВЛЕНИЯХ, РАССМОТРЕННЫХ В РАБОТЕ

5.1. Фактический материал и методика работы .....	134
5.2. Перечень и краткое описание явлений, отмеченных впервые .....	136
5.3. Об использовании результатов .....	137

ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	138
------------------	-----

ПРИМЕЧАНИЯ .....	142
------------------	-----

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК .....	144
--------------------------------	-----

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ .....	158
----------------------------------	-----

## ВВЕДЕНИЕ

Издание предназначено как для студентов и специалистов геологического и геофизического направления, так и для читателей интересующихся радиоактивностью твердых горных пород и радиогенных газов, связанных с вулканами и гидротермальными системами. Специальных терминов и понятий в книге немного. В примечании даны необходимые разъяснения. Монография может быть пособием для таких дисциплин как ядерная геофизика, экология и смежных направлений, связанных с радиоактивностью.

Судя по многочисленным археологическим находкам и легендам, с вулканами люди познакомились задолго до Новой эры и успешно использовали для своих нужд некоторые разновидности вулканических и поствулканических образований. Опасность вулканических и гидротермальных явлений была известна достаточно давно и, возможно, по примеру руководствующихся инстинктами животных, люди знали некоторые предвестники катастрофических извержений вулканов с давних пор. Началом научного изучения вулканов было описание извержения Везувия в 79 г. н. э., сделанное очевидцем этого события Плинием Младшим.

В конце XIX — начале XX вв. технические возможности и уровень знаний наиболее выдающихся ученых Мира предопределили ряд открытий. В 1895 г. немецкий физик В. К. Рентген открыл проникающее излучение — *x*-лучей, получивших впоследствии название рентгеновских. Это событие как бы инициировало ряд последующих открытий в той же тематике. Через год в 1896 г. французский ученый А. Беккерель, исследуя соли урана, обнаружил новое проникающее излучение, названное радиоактивностью. Вскоре последовала череда открытий в этом направлении. В 1898 г. французские ученые Пьер и Мария Кюри открыли новые радиоактивные элементы полоний и радий. В 1900 г. английский ученый Э. Резерфорд открыл три природных изотопа радона. В 1902 г. П. Кюри впервые показал возможность определения абсолютного возраста пород с учетом постоянной скорости радиоактивного распада. В 1903 г. он же совместно с Лабордом обнаружил, что радиоактивный распад сопровождается весьма значительным выделением тепла. В 1907 г. австрийский ученый Джоли первым оценил значение радиоактивности в геологии и определил радиоактивность изверженных пород.

Русский ученый В. И. Вернадский предложил включить в число геологических дисциплин радиогеологию и создал в России в 1911 г. постоянно действующую радиевую экспедицию. За 24 года до открытия искусственной радиоактивности и за 35 лет до взрыва первой атомной бомбы этот выдающийся ученый писал о том, что «источники атомной энергии в миллионы раз превышают все источники сил, рисовавшиеся ранее человеческому воображению» и перспективы использования ядерной энергии огромны. Конкретные численные данные были получены позже. Впоследствии было установлено, что при делении ядер 1 кг урана выделяется около  $2 \times 10^7$  кВт · ч энергии, что эквивалентно сжиганию 2,5 тыс. тонн высокосортного каменного угля [134].

В 1922 г. в Петрограде был создан Радиевый Институт Академии Наук, возглавляемый В. И. Вернадским, где наряду с физическим и химическим, открылся геологический отдел. В этом Институте проводились работы по геохимии радиоактивных элементов, определению абсолютного возраста горных пород, физике атомного ядра, рассматривались возможности практического применения ядерной энергии.

По основным проблемам радиогеологии выполнялись фундаментальные исследования. А. П. Виноградов [52] предположил, что образование земной коры, гидросферы и атмосферы происходило при процессе аналогичном зонной плавке, а источником разогрева являлось радиогенное тепло. Расчеты радиогенного тепла позволили проследить термическую историю Земли и Луны [94]. Применяемые русскими учеными А. П. Виноградовым, А. И. Тугариновым, В. В. Чердынцевым методы ядерной геохронологии позволили уточнить возраст Земли и подойти к определению возраста вещества Солнечной системы.

В 20-х гг. XX в. с помощью радиометрических методов были начаты поиски месторождений сначала радиоактивных, а затем и многих других элементов. Развитие отраслей науки и практики, связанных с проявлением радиоактивности продолжают в разных направлениях. Известны содержания естественных радиоактивных элементов (далее — ЕРЭ)<sup>1</sup> в земных и лунных породах, метеоритах

---

<sup>1</sup> Термин «естественные радиоактивные элементы» (ЕРЭ) является более конкретным, чем «радиоактивные элементы» (РАЭ), поскольку исключает искусственные радиоактивные элементы.

[136], есть представления о содержании радиоактивных элементов в породах Луны, Марса и Венеры [119]. Во всем мире атомные электростанции дают более 20% электроэнергии. Успешно используются ядерные энергетические установки и в космосе.

Радиоактивные элементы: уран, торий, калий были известны значительно раньше открытия радиоактивности. Уран выделен в виде окисла немецким химиком М.Г. Клапротом (1789), калий открыт англичанином Г. Дэви (1807), торий — шведским химиком Я. Берцелиусом (1829). Наблюдающееся соотношение радиоактивных элементов было таким не всегда. Так уран состоит из двух изотопов  $^{238}\text{U}$  — 99,3% и  $^{235}\text{U}$  — 0,7%. Сейчас соотношение этих изотопов за редкими исключениями постоянно. Периоды полураспада ( $\frac{1}{2}T$ ) изотопов  $^{238}\text{U}$  и  $^{235}\text{U}$  соответственно —  $4,51 \times 10^9$  и  $7,1 \times 10^8$  лет.

В период образования Земли, 4,5 млрд лет назад, доля  $^{235}\text{U}$  была заметно больше. Доля изотопа  $^{40}\text{K}$  4,5 млрд лет назад была в 5 раз больше, сейчас составляет 0,1%, а доля выделяемого им тепла составляла около 30% (его период полураспада —  $\frac{1}{2}T = 1,28$  млрд лет, что в 3 раза меньше, чем у  $^{238}\text{U}$ ) [60].

По изменению концентрации радона и гелия в подземных водах был дан среднесрочный, а затем оперативный прогноз катастрофического Хайченского землетрясения в Китае в феврале 1975 г. что предотвратило гибель десятков тысяч жителей [72].

Изменение соотношения материнских и дочерних изотопов используется для определения абсолютного возраста горных пород, Информативны содержания и соотношения ЕРЭ в качестве предвестников землетрясений, при геокартировании. Применяются изотопы радиоактивных элементов в агрономии, медицине и других областях хозяйства.

Соотношение отдельных видов ЕРЭ, а также материнских и дочерних изотопов используется при каротаже скважин и т. д. Известно негативное воздействие ЕРЭ на растения и животных в больших дозах и благотворное — в малых [75]. Полученные во время извержения Новых Толбачинских вулканов новые данные об изменении содержания и распределения ЕРЭ в последовательно извергающихся вулканогенных породах, показали активную миграцию ЕРЭ (урана, тория, калия) в процессе извержения.

Систематизация данных о содержании ЕРЭ в вулканических, субвулканических, вулканогенно-осадочных фациях неизменных и гидротермально измененных пород выявила существенные различия между этими образованиями [15].

Актуальными остаются исследования характеристик ЕРЭ в породах вулканических дуг Камчатки и Курил, сопоставление этих параметров в различных вулканических фациях, временная эволюция ЕРЭ в различных вулканических центрах и гидротермальных системах, приуроченных к действующим вулканам.

Главная цель работы — исследование закономерностей содержания и распределения ЕРЭ и отдельных радиоизотопов в изверженных породах и минеральных новообразованиях действующих и погасших вулканов Камчатки, выявление причин вариаций этих параметров, установление количественных соотношений урана, тория и калия в истории отдельных магматических очагов, питающих конкретные вулканы. В настоящее время по этим вопросам нет однозначных решений, что связано с существенными расхождениями в представлениях предыдущих исследователей. Проведение комплексных исследований позволило установить существенные нарушения радиоактивного равновесия и провести интерпретацию этих явлений.

Нашей задачей также было исследование объемной активности радона ( $\text{OARn}$ ) в почвенном воздухе и в спонтанных газах термальных источников, приуроченных к действующим вулканам и районам сейсмотектонической активизации; а также выявление источников и причин вариаций  $\text{OARn}$ . Это направление продолжает развиваться в связи с развитием техники, совершенством приборов, получением и осмыслением новых данных.

Представленная работа состоит из введения, пяти глав, заключения, примечаний, библиографического списка и списка принятых сокращений.

В главе 1 сделан исторический обзор изучения радиоактивности вулканогенных пород и фумарольных газов островных дуг Курило-Камчатского региона в сравнении с подобными аналогами, и упомянуты наиболее известные исследователи радиоактивности вулкаников и радиогенных газов Камчатки.

В главе 2 перечислены и кратко охарактеризованы главные объекты исследований и показано распределение ЕРЭ в вулканогенных образованиях на микро- и макроуровне.

Глава 3 посвящена исследованию нарушения равновесия между материнскими и дочерними изотопами радионуклидов в неизмененных вулканических породах, вторичных минеральных новообразованиях Новых Толбачинских вулканов и подводного вулкана Пийпа.

В главе 4 обобщены результаты радиометрических и эманационных (OARn) измерений в районах действующих вулканов, гидротермальных систем и потенциально опасных мест временного и постоянного присутствия людей. В выводах подведены главные итоги представленных материалов.

В главе 5 кратко охарактеризованы исходные материалы, методика, научная новизна, причем ряд явлений описан впервые, показана практическая значимость работы.

В заключении кратко охарактеризованы представления автора и ведущих специалистов об источниках ЕРЭ, причинах изменений содержаний материнских и дочерних радионуклидов и особенностях геологического строения объектов исследований.

В примечании приводится разъяснение некоторых терминов и понятий, использованных в работе.

## Глава 1

# КРАТКИЙ ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ ПРОБЛЕМ РАДИОАКТИВНОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

### 1.1. История исследований радиоактивности вулканитов и радиогенных газов вулканов Камчатки и Курильских островов

Как говорилось ранее, элементы, отнесенные впоследствии к радиоактивным, были известны значительно раньше явления радиоактивности. Однако передовые ученые быстро поняли и оценили практическую и теоретическую значимость этого явления.

Первые исследования радиоактивности на Камчатке были проведены в 1936 г. Н. Н. Шавровой, проанализировавшей радиогенные газы на побочных прорывах Ключевского вулкана, возникших в 1932 г. Позже, в 50-х гг. XX в., ею же были выполнены определения содержания радия и тория в базальтах, андезитах, дацитах камчатских и курильских вулканов [145, 146, 147]. Следующее крупное исследование вулканогенных пород и радиогенных газов из камчатских и курильских вулканов принадлежит В. В. Чердынцеву [141], проанализировавшему и обобщившему данные по проявлению радиоактивности в минеральных телах активных наземных и подводных вулканов Мира. В анализах различных вулканических и поствулканических твердых и жидких образованиях, приведенных этим исследователем, разница в содержании радия достигает 4-х порядков, что свидетельствует о большом диапазоне измеренных данных и возможностях измерительной аппаратуры. Он же обратил внимание на то, что ультраосновные породы-дуниты содержат заметно меньше ЕРЭ, чем каменные метеориты-хондриты, представлявшие собой главный строительный материал для образования Земли 4,5 млрд лет назад (согласно аргументированному представлению выдающегося русского ученого астронома О. Ю. Шмидта [155]), и объяснил это магматической дифференциацией. Ряд работ по радиоактивности камчатских и курильских вулканитов принадлежит Л. Л. Леоновой и др.

[93]. Представленные этими исследователями данные, за редкими исключениями, показывали весьма монотонное и низкое содержание ЕРЭ, причем, в проанализированных этими учеными различных измененных породах было на порядок меньше ЕРЭ по сравнению с неизменными. Столь низкие содержания ЕРЭ в Курило-Камчатских вулканитах, приведенные данными авторами, объяснялись их мантийным происхождением.

С. И. Набоко и С. Ф. Главатских [100] обнаружили ураганные содержания ЕРЭ в приповерхностных метасоматитах одной из fumarol (Ядовитой), на возникших в 1975 г. Новых Толбачинских вулканах. Проанализированные этими исследователями преимущественно измененные породы (фторметасоматиты), содержали на 3 порядка больше ЕРЭ по сравнению с вмещающими неизменными базальтами.

Ю. В. Адамчук проделал большую работу по усовершенствованию методики отбора радиогенных газов и предложил интерпретацию данных, полученных ранее с соавторами, а также и для полученных другими исследователями данных. По представлениям Адамчука содержание ЕРЭ в горных породах определяется в значительной мере кóровыми источниками [4]. Н. А. Титаева с соавторами изучила содержание и распределение ЕРЭ в современных и древних породах ряда камчатских вулканов. Она обнаружила в них избыток радия, не подкрепленного материнским изотопом урана, и обосновала эманационный тип дифференциации [124, 125].

Ю. М. Пузанков исследовал большое количество всевозможных разновидностей магматических, метаморфических и осадочных пород Камчатки и создал общую сводку, показывающую региональные особенности геохимии пород Камчатки. Он выполнил также количественные оценки теплового потока земной коры Камчатки в связи с известным и предполагаемым содержанием и тепловыделением ЕРЭ. Ю. М. Пузанков, как и некоторые предыдущие исследователи, констатировал пониженную радиоактивность и низкое торий-урановое отношение камчатских вулканитов по сравнению с большинством континентальных пород [105]. Данные Пузанкова согласуются с таковыми других ведущих специалистов (В. В. Чердынцева, Ю. В. Адамчука, Н. А. Титаевой и др.) и могут быть основой сводки радиоактивности большинства камчатских вулканитов. Наши данные дополняют эти исследования.

## 1.2. Распределение ЕРЭ в вулканитах из некоторых островных дуг

Островные дуги (далее — ОД) прерывистым кольцом опоясывают Тихий океан и в предыдущие геологические эпохи периодически активно существовали почти по всей территории Земли, например, вокруг Сибирского кратона [64, 111]. Обратим внимание на некоторые особенности строения и развития островных дуг, а также содержания и соотношения ЕРЭ в вулканитах, слагающих эти образования.

Вулканиты островных дуг Лау и Тонга, Марианской и Кюсю-Палау формировались на коре океанического типа, относятся к толлитовой серии и характеризуются низкими содержаниями урана — (0,07–0,55 г/т), низкими Th/U (<2) и сравнительно высокими K/U отношениями. Курило-Камчатская, Японская и Новозеландская островные дуги заложены на коре континентального типа, содержат больше ЕРЭ, Th/U отношения в них в среднем также низкие, хотя сильно варьируют, достигая иногда сравнительно больших величин. Отношения K/U в вулканитах этих образований низкие по сравнению с породами предыдущих образований. По содержанию и соответственно соотношению ЕРЭ вулканиты Японской и Новозеландской островных дуг близки подобным породам внутриконтинентальных вулканогенных структур. Высокие отношения K/U в меловых и современных лавах Курило-Камчатской островной дуги могут быть свидетельством ее эпиокеанической природы. Источником островодужных магм, характеризующихся подобными содержаниями и соотношениями ЕРЭ, являются высоко метаморфизованные магматические породы и осадки древней океанической коры [70].

Информативность ЕРЭ, как индикаторов типов коры, формирующихся в основании и обрамлении активных окраин, отметили Ю. М. Пузанков и Ю. М. Стефанов. Согласно этим исследователям, радиогеохимические свойства изверженных пород согласуются с типом коры. Так в зоне Таупо, где развиты плейстоценовые и современные вулканиты базальт-андезит-риолитовой формации, отмечены наиболее высокие содержания ЕРЭ при повышенных значениях Th/U, соответствующих континентальной коре. Вулканы Маколи, Рауль и другие острова на севере дуги Кермадек и некоторые острова дуги Тонга характеризуются наиболее низкими содержаниями

ЕРЭ и Th/U отношениями обычно  $< 2$ , что соответствует распространению в этой части Тихоокеанской окраины океанического фундамента [107].

Резюмируя представления названных исследователей, можно говорить о двух типах островных дуг, различных по генезису и содержанию ЕРЭ в слагающих эти образования вулканитах:

1) формировавшийся на коре океанического типа характеризуется малыми содержаниями ЕРЭ, небольшим Th/U отношением, обычно  $< 2$  и сравнительно высоким К/U отношением;

2) возникший на коре континентального типа, содержит больше ЕРЭ, имеет большее Th/U и меньшее К/U отношение.

### **1.3. Сравнительная характеристика распределения радиоактивных элементов в вулканической зоне Курило-Камчатской островной дуги**

Курило-Камчатская ОД в геотектоническом отношении состоит из трех продольных зон: фронтальной, промежуточной и тыловой. Такое строение островных дуг вообще является стандартным. В отношении Курило-Камчатской ОД конкретный механизм смещения последовательно омолаживающихся геосинклинальных формаций и соответственно образования зон или поясов был предложен Г.П. Авдейко и др. [2], развившим некоторые положения Леглера. Заложение Курило-Камчатской ОД [130] относится к раннему миоцену — началу олигоцена. По последним данным [2] с конца олигоцена в пределах Камчатки и Курил существовала система из двух дуг — Срединно-Камчатской и Южно-Камчатско-Курильской, разделенных трансформными разломами. Разделом этих систем был стык с Алеутской дугой. К югу от этого стыка система формировалась субдукцией Тихоокеанской плиты, а к северу — субдукцией Командорской плиты. Эти дуги маркируются современными и потухшими вулканами, комплексами вулканических пород и соответствующими геофизическими признаками.

В конце миоцена произошел перескок зоны субдукции. После чего Курило-Камчатская островная дуга сформировалась в современном виде. После перескока произошло прекращение субдукции

под Срединный хребет. Причина перескока — аккреция Кроноцкой палеодуги, которая после перескока стала террейном восточных полуостровов Камчатки, ограниченным с юга и севера трансформными разломами. Вероятно, после завершения субдукции под Срединный хребет произошел отрыв части океанической плиты и ее опускание в мантию, где на глубине 600–1000 км фиксируется изолированное высокоскоростное тело, которое можно идентифицировать как оторвавшуюся часть. При скорости конвергенции 7,6 см/год, верхний край этого тела мог опуститься на глубину около 600 км за 9–10 млн лет [2].

Сейсмофокальная зона Курило-Камчатской ОД была выделена ранее рядом исследователей по сейсмической активности. Сейсмические данные подтвердили наличие падающей под континент сейсмофокальной зоны, прослеживающейся до глубины порядка 500 км. При этом положение об однотипности реологического и тектонического механизма очагов землетрясений на разных горизонтах литосферы и мантии не может быть принято безоговорочно [149]. Предполагается, что эта зона представляет собой кровлю океанической плиты, подвигающейся под континентальную кору Камчатки. С другой стороны, приведенные данные и выводы показывают, что расчленение Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны в продольном сечении на разноранговые элементы поперечными и продольными дислокациями связано, возможно, с более глубинными источниками энергии [151].

Имеются и другие критические представления о плейт-мобилизме, объясняющие современное состояние и динамику морфоструктур Земли ее расширением, а сейсмофокальную зону склоном воздымающегося диапира [36]. Желоба островных дуг открыты для лавинной седиментации и могут рассматриваться как современные геосинклинали [84].

Итак, в настоящее время Курило-Камчатская ОД, включающая Курильские острова и Восточную половину Камчатки (с границей, проходящей по восточному подножью Срединного хребта), представляет собой три протяженных зоны с наиболее молодыми и активными фронтальными зонами (поясами) и значительно более старыми тыловыми, у которых активность вулканизма и состав изверженных пород заметно отличаются от фронтальных зон.

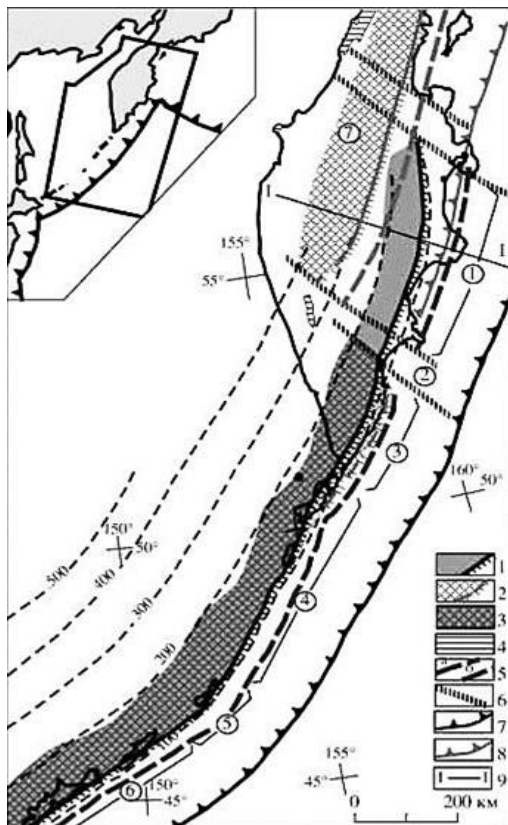


Рис. 1а. Последовательность эволюции  
Курило-Камчатских вулканических дуг [2]:

1 — современная вулканическая дуга и ее вулканический фронт; 2 — миоценовые вулканические дуги Срединного хребта и Курил; 3 — зона наложения современной вулканической дуги на миоценовую дугу (стационарный режим субдукции); 4 — фрагменты палеогеновых вулканических дуг; 5 — современное положение фронтальной (тектонической) дуги и реконструируемое для миоцена Срединно-Камчатской дуги; 6 — трансформные разломы, по которым произошел перескок зоны субдукции; 7 — ось Курило-Камчатского глубоководного желоба; 8 — ось глубоководного желоба Срединно-Камчатской дуги; 9 — положение модельных разрезов (см. рис. 2б); ① — Восточно-Камчатский сегмент; ② — Малко-Петропавловская зона поперечных дислокаций; ③ — Южно-Камчатский сегмент; ④ — Северо-Курильский сегмент; ⑤ — Центрально-Курильский сегмент; ⑥ — Южно-Курильский сегмент; ⑦ — Срединно-Камчатская вулканическая дуга

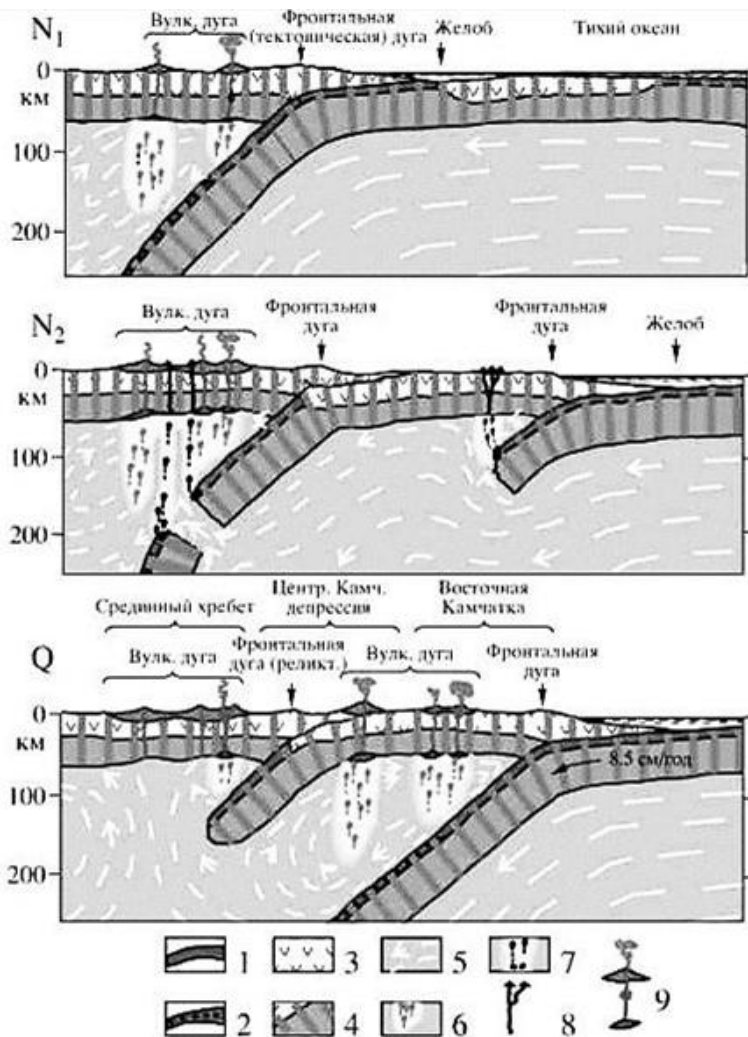


Рис. 16. Последовательность эволюции Курило-Камчатских вулканических дуг [2]:

1 — океаническая кора; 2 — эклогит; 3 — континентальная кора; 4 — литосфера; 5 — астеносфера с линиями течения; 6 — зона типичного островодужного магмообразования; 7 — зона выплавления магм с внутриплитными характеристиками; 8 — пути подъема «внутриплитных» магм в литосфере; 9 — магматические очаги и пути подъема островодужных магм в литосфере

В различии состава вулканитов, изверженных в разных зонах Курило-Камчатской ОД было отмечено закономерное увеличение щелочности с востока на запад [99]. Большое количество вулканитов разного преимущественно основного состава было исследовано Ю.М. Пузанковым и др. [106]. Согласно этим исследованиям, содержание ЕРЭ в петрохимически близких вулканитах сходны, независимо от положения центров извержений относительно фронта островной дуги. Некоторые исключения для промежуточной и тыловой зон связаны с наложением и условностью разграничения толеитовых и известково-щелочных составов.

Поперечная зональность выражена в преобладании петрохимического и, соответственно, радиохимического типа эффузивов (толеитовых низко радиоактивных во фронтальной, и известково-щелочных в тыловой зоне). Продольная радиохимическая зональность выражается в росте торий-урановых отношений от Северных Курильских островов к Южным. Удельные массы ЕРЭ ( $U + Th$ ) в островодужных вулканитах и торий-урановые отношения возрастают от Восточной Камчатки к Северным, Центральным и далее к Южным Курильским островам и к Хоккайдо при близких количествах калия.

Вкрест простираения островодужной системы вариации урана и тория сопряжены с направлением от океана к окраинному морю и накоплением суммы щелочей, в основном за счет калия, что приводит к росту удельных масс ЕРЭ в изверженных породах тыловой зоны.

Предполагается, что радиоактивность магматических образований возрастает пропорционально сложности строения фундамента. Реальное распределение ЕРЭ вдоль Курильской гряды не согласуется с выводами некоторых специалистов об океаническом типе литосферы этого региона. На распределение вулканических пород с различной концентрацией ЕРЭ вдоль Курильской гряды, видимо, влияет более высокое положение мантийного диапира на юге региона по сравнению с северным флангом островной дуги, которое энергетически обеспечивает плавление корового субстрата и поглощение его мантийным материалом. Кроме того, причина неоднородности может быть связана с неоднородностью верхней мантии. Накопление ЕРЭ в островодужных вулканитах, имеющих в основе мантийный источник, видимо, гетерогенный процесс, включающий мантийную и коровую составляющие, различные в разных регионах [149].

Уровни накопления ЕРЭ в породах близких петрохимических типов, развитых в пределах Курильской гряды, сопоставимы с подобными для Восточной Камчатки и Северо-Восточного Хоккайдо, однако величины Th/U промежуточные между этими регионами. Нарастание ЕРЭ в вулканитах тыловой зоны сопряжено с увеличением щелочности пород и, возможно, связано с углублением магматических очагов, развитие которых обусловлено взаимодействием гетерогенных субстратов и глубинных флюидных потоков над сейсмофокальной зоной. Приложение полученных данных к палеовулканическим принципам дает возможность реконструировать морфологию вулканических зон и особенности магнообразования, влияющие на формирование протогенного радиохимического фона [106] (рис. 1).

### Выводы

1. Курило-Камчатская островная дуга состоит из трех сравнительно узких протяженных зон; наиболее молодой внешней восточной, в которой сосредоточены современные действующие вулканы; промежуточной и тыловой западной зоны.

2. Предполагается, что такое строение связано с круто падающей с востока под островную дугу океанической плитой, образующей сейсмофокальную зону, к которой приурочены эпицентры землетрясений.

3. Вкрест простираения океанической дуги с востока на запад в вулканогенных породах этого образования увеличивается содержание калия и естественных радиоактивных элементов.

4. По мнению ряда исследователей, зависимость между тектоническим строением и составом вулканитов более сложная [106], сейсмофокальная зона может быть склоном воздымающегося диапира [36], а по представлению некоторых специалистов в ряде случаев содержание ЕРЭ в вулканитах определяется не столько положением относительно сейсмфокальной зоны, сколько составом пород [107].

5. Краткий обзор истории исследований показывает, что в геологии и геохимии радиоактивности вулканитов и радиогенных газов вулканов Камчатки и Курильских островов имеется несколько нерешенных проблем, требующих дальнейших исследований. Перечислим важнейшие из них:

- Какие конкретные факторы имеют определяющее влияние на нарушение радиоактивного равновесия в вулканитах?
- Каковы причины значительных вариаций в содержании ЕРЭ и их распределения в различных типах вулканитов?
- Какие геологические процессы вызывают нарушение радиоактивного равновесия между материнскими и дочерними радионуклидами в продуктах вулканической деятельности?
- Каковы геологические механизмы изменения объемной активности радона, эманлирующего из недр в процессе вулканической деятельности?

Данные проблемы будут рассмотрены далее в гл. 2, 3, 4 и 5 соответственно.

## Глава 2

# РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОНУКЛИДОВ В ВУЛКАНИТАХ КАМЧАТКИ И КУРИЛ

### 2.1. Петрографическая характеристика вулканических объектов исследований

Объекты исследований — преимущественно четвертичные наземные вулканы Камчатки, некоторые вулканогенные образования северных и средних Курил, подводный вулкан Пийпа (Берингово море), а также выходы радиогенных газов, приуроченные к вулканам и гидротермам (рис. 2).

#### Краткая геолого-петрографическая характеристика перечисленных объектов

*Асача* — долгоживущий вулканический центр (массив) с кальдерой, заложившейся в нижнем плейстоцене ~ 600 тыс. лет назад. По составу вмещающие породы массива — базальты, андезиты, андезито-дациты. Четвертичные породы преимущественно андезиты, дациты. Активная деятельность массива Асачи закончилась в раннем голоцене, менее 10 тыс. лет назад. Рой землетрясений 1983 г. с гипоцентрами на глубине 10–15 км, показал возможность активизации этого вулканического массива. На самом высоком в массиве влк. Асача (1809 м) имеются свежие натечные измененные породы, у его подножья обнаружено месторождение золота с возрастом вмещающих пород ~ 1,5 млн лет. Исследование ЕРЭ проводилось в пропилиитизированных породах (керне), с глубин 20–400 м. Пропириитизированные породы представляют собой апоандезито-дациты. В большинстве случаев степень измененности пород с глубиной увеличивается [154].

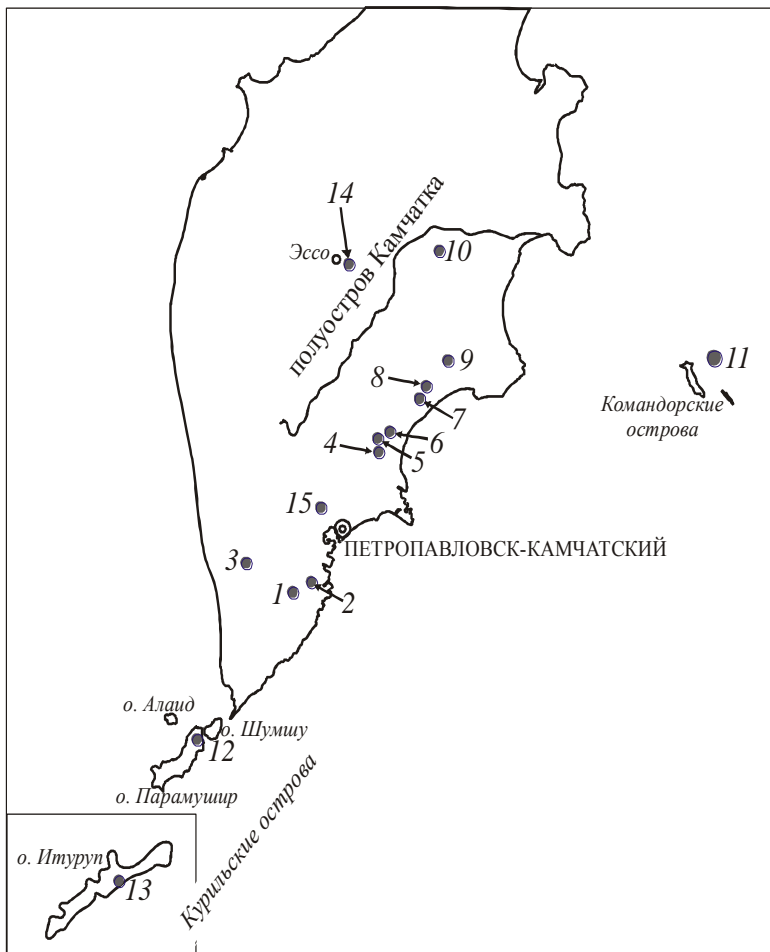


Рис. 2. Карта-схема расположения объектов исследований:

1 — влк. Асача; 2 — влк. Мутновский; 3 — влк. Большая Ипелька; 4 — влк. Академии Наук; 5 — влк. Карымский; 6 — влк. Малый Семячик; 7 — влк. Кихпиньч; 8 — влк. Крашенинникова; 9 — влк. Гамченского ряда; 10 — влк. Ключевской группы; 11 — подводный влк. Пийпа; 12 — скважина глубиной 2,5 км у восточного подножья влк. Эбеко, (о. Парамушир); 13 — скважины глубиной до 1,2 км над гидротермальной системой влк. Баранского, о. Итуруп; 14 — долина р. Быстрой в 10 км западнее пос. Эссо; 15 — долина р. Паратунка, пос. Сосновка

**Вулкан Мутновский** расположен в южной части Восточного вулканического пояса Камчатки и представляет собой вулканический хребет, образовавшийся из четырех усеченных небольшими кратерами (кальдерами по Селянгину) конусов стратовулканов, начавших извергаться в позднечетвертичное время — 60–80 тыс. лет назад. По составу это породы от базальтов до андезито-дацитов [114]. В настоящее время влк. Мутновский проявляет активную фумарольную деятельность, сосредоточенную в Активной Воронке, на термальных полях расположенных в русле и на бортах протекающей по дну кратера р. Вулканной. Температура фумарол в Активной воронке достигает 500°С, рН конденсата <1. Проанализированные минеральные новообразования (преимущественно сульфаты) подвергались длительной газотермальной проработке [17].

**Большая Ипелька** — вулкан щитообразный, сложенный субщелочными базальтами. Расположен на юго-западе Камчатки западнее хребта Балаганчик, относится ко второй тыловой зоне Курило-Камчатской островной дуги [2]. Выделяется размером: диаметр основания — 40 км, объем — 400 км<sup>3</sup>, при средней высоте постройки 1000 м, что вдвое больше объема влк. Ключевского, высота которого 4750 м. Возраст — нижнеплейстоценовый. В верхнеплейстоценовое время вулкан был центром двух оледенений. Отложения ледникового комплекса образуют зону шириной до 4 км, опоясывающую постройку Большой Ипельки и достигшую побережья Охотского моря. Завершение активной деятельности этого вулкана произошло ~500 тыс. лет назад.

Вулканисты Большой Ипельки представлены преимущественно базальтами с содержанием SiO<sub>2</sub> — 49,6–52,7%, реже андезитами SiO<sub>2</sub> — 58% и содержат почти вдвое больше щелочей по сравнению с обычными базальтами Южной Камчатки. По данным 12-ти анализов сумма щелочей в базальтах, андезито-базальтах, андезитах достигает 6%. В содержании и соотношении некоторых породообразующих элементов наблюдаются заметные вариации, по K<sub>2</sub>O — иногда почти вдвое. В породах некоторых фаций наблюдается редкое для четвертичных вулканитов Камчатки преобладание трехвалентного железа (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) над двухвалентным (FeO) [153]. Содержание ЕРЭ определено в наиболее типичных породах Большой Ипельки [32].

**Вулкан Академии Наук** образовался 110 тыс. лет назад на северном подножье влк. Однобокого. Последние извержения кислой пирокластики происходили ~28 тыс. лет назад одновременно с обрушением северной части этого вулкана и образованием кальдеры

Академии Наук, заполненной ныне оз. Карымским [133]. В прибрежной зоне озера имеются многочисленные термальные источники, среди которых выделяются наиболее мощные и старые источники Академии Наук, окаймленные слоистыми отложениями гейзерита видимой мощностью до 6 м. Образование и извержение кратера Токарева со дна оз. Карымского в 1996 г., сопровождавшееся интенсивной сейсмотектоникой, способствовало активизации старых термальных источников и образованию новых. Содержание ЕРЭ определено в изверженных породах, минеральных новообразованиях и в спонтанных газах термальных источников кальдеры Академии Наук [23, 24].

**Вулкан Карымский** возник ~5,3 тыс. лет назад в кальдере Карымской [47], с образованием которой ~7,7 тыс. лет назад, возможно, связано возникновение Карымских термальных источников. После продолжительного (~2,8 тыс. лет) периода покоя в течение последних 500 лет на влк. Карымском часто происходят продолжительные слабые извержения вулканического, вулкан-стромболианского типа. Состав пород — андезиты, андезито-дациты. Последнее извержение началось 01.01.1996 г. и с небольшими перерывами продолжается в 2011 г. Содержание ЕРЭ определялось в типичных изверженных породах влк. Карымского и в спонтанных газах Карымских термальных источников [24].

**Вулкан Малый Семячик** представляет собой вулканический хребет, в южной части которого, в кратере Троицкого расположено термальное озеро. Последнее извержение влк. Малый Семячик происходило из этого кратера ~400 лет назад [114], по другим данным — в середине XX в. [53]. Во время активизации влк. Малый Семячик в 1971–1973 гг. кратерное озеро объемом  $\sim 10^7$  м<sup>3</sup> было заполнено кислой водой (рН — 0,2), имеющей минерализацию порядка 40 г/л,  $T \approx 40^\circ\text{C}$  [115]. На момент взятия образца измененных пород — опалитов, в которых определялось содержание ЕРЭ, температура, минерализация и кислотность воды озера уменьшились приблизительно втрое [15].

**Кихпиньский долгоживущий вулканический центр** (далее — КДВЦ) образовался на пересечении 2-х разломов: первого — северо-восточного простираения, к которому приурочены почти все постройки центрального участка вулканического пояса, в том числе широко известная Долина Гейзеров и второго субширотного Узонско-Валагинского разлома второго порядка, контролирующего каньон руч. Кислый. КДВЦ включает средне-верхнеплейстоценовый влк. Пик

(Старый Кихпинич), возникший незадолго до этапа игнимбрито- и кальдерообразующих извержений, происходивших 23–40 тыс. лет назад. В конце позднего плейстоцена на юго-западном подножье влк. Старый Кихпинич (СК) образовалась сопка Желтая, а в голоцене возник базальтовый влк. Молодой Кихпинич (МК), состоящий из конуса Западного, возникшего 4,8 тыс. лет назад и конуса Савича, образовавшегося около 1,4 тыс. лет назад. Последнее извержение конуса Савича произошло 400 лет назад [48]. Определено содержание ЕРЭ в измененных породах влк. Кихпинич и в спонтанных газах термальных источников [26].

**Вулкан Крашенинникова** находится в кальдере диаметром ~9 км, приурочен к Восточному вулканическому поясу, состоит из двух крупных стратовулканов общим объемом ~25 км<sup>3</sup> и многих мелких шлаколавовых конусов и куполов. Возраст кальдеры — ~39 тыс. лет, начало деятельности вулкана — 11 тыс. лет назад, окончание — ~400 лет назад. Состав пород — преимущественно базальты, в подчиненном количестве андезиты и дациты. В наиболее типичных породах определено содержание ЕРЭ [15].

**Гамченская вулcano-тектоническая структура** образует отдельный блок, представляющий собой линейно-кольцевую структуру, осложненную депрессией, в пределах которой находится наследованно-наложенный Гамченский ряд вулканов. Содержание ЕРЭ в наиболее типичных разновидностях пород, включающих мел-палеогеновый складчатый фундамент, базальты и игнимбриты Щапинской свиты, вулканиты Тумрокского и Иультского комплексов, голоценовые вулканические и субвулканические породы, определено гамма-спектрометрическим и трековым методами [12].

**Вулкан Ключевской** — самый высокий действующий вулкан Евразии, возраст ~7 тыс. лет, средний расход магмы 60 млн т/год, что составляет не менее половины расхода ювенильных продуктов всего Курило-Камчатского региона. Состав изверженных вулканитов соответствует базальтам. Изменения большинства породообразующих компонентов незначительны, наиболее заметны изменения по К<sub>2</sub>O. Содержание ЕРЭ определено в андезитах ( $\gamma = 14$  мкР/ч) с восточного подножья влк. Ключевского, возникших раньше влк. Ключевского (по мнению известного вулканолога И. В. Мелекесцева, устное сообщение), а также в базальтах голоценовых и современных извержений этого вулкана. К Ключевской группе вулканов относятся следующие 3 объекта: Гора Поворотная, Северный прорыв БТТИ, Южный прорыв БТТИ [15, 134].

**Гора Поворотная** объемом  $0,5 \text{ км}^3$  расположена на северо-восточном склоне влк. Плоский Толбачик, в плане образует подобие четырехугольной звезды. В породах, слагающих ее постройку, выделяется несколько лаво-пирокластических комплексов, сложенных пачками палеотипных базальтов, прорванных серией субпараллельных даек долеритов полнокристаллической микроструктуры. На вершине горы Поворотной встречены развалы афировых стекловатых пород андезитового состава с повышенным содержанием калия и ЕРЭ. К северному склону горы Поворотной прислонены пестроцветные слоистые кратерно-озерные отложения вулканогенно-осадочного комплекса. Формирование горы Поворотной происходило в несколько этапов, было продолжительным в геологическом масштабе времени, и сохранившиеся руины этого образования лишь напоминают его первоначальный вид [15].

**Северный прорыв** (далее — СП) **БТТИ** возник в 18 км южнее кратера влк. Плоский Толбачик 06.07.1975 г. и активно извергал преимущественно пирокластику. Лавовые потоки изливались в основном из Второго конуса СП и сформировали лавовую толщу с небольшим количеством пирокластики протяженностью  $\sim 4,5$  км мощностью до 80 м. Извержение Северного прорыва закончилось 16.09.1975 г.

Среди пирокластики СП встречаются бомбы сложного строения размером до 1,5 м, чаще — около 0,3 м. Внутренняя часть этих бомб представлена различными породами, в том числе песчаниками и алевролитами, являющимися фрагментами мел-палеогенового фундамента и извергнутыми пенистой лавовой струей с глубин порядка 2 км [132]. Возраст внутренних частей таких бомб многократно превышает период полураспада  $^{226}\text{Ra}$  и соответственно момент установления равновесия между  $^{238}\text{U}$  и  $^{226}\text{Ra}$  (10 тыс. лет). Такие бомбы были исследованы на содержание и соотношение  $^{238}\text{U}$  и  $^{226}\text{Ra}$  [17].

**Южный прорыв** (далее — ЮП) **БТТИ** возник 18.09.1975 г. через два дня после прекращения извержения СП в 10 км к югу от СП и в 28 км к югу от кратера влк. Плоский Толбачик. Извержение началось с образования протяженной  $\sim 600$  м трещины, на которой одновременно действовало несколько жерл, извергающих лаву и пирокластику. Вскоре жерла локализовались в единый центр, на котором вырос шлако-лавовый конус [132]. Извержения лавы происходили из бокк, периодически возникающих у подножья шлакового конуса. Во время извержения лавы происходила активная дегазация, замет-

ная по выделению газовых струй и время от времени возникающих огоньков над лавовыми потоками. На трещинах у подножья конуса выделялись струи «горящего» газа с температурой до  $1300^{\circ}\text{C}$ , извергающие капельки лавы, из которых образовывались горнитосы — конуса разбрызгивания [95]. При этом температура изливающейся из бокк лавы не превышала  $1100^{\circ}\text{C}$  [7]. Расход лавы во время извержения достигал  $20\text{ м}^3/\text{сек}$ , в среднем составлял порядка  $15\text{ м}^3/\text{сек}$ . Мощность отдельных лавовых потоков в истоках была обычно в пределах 2 м, а на фронте потоков протяженностью до 9 км от истока достигала 10 м. Иногда после остывания верхних частей потоков возникали трещины, через которые выдавливались вязкие внутренние части потоков, формируя эллипсовидные, небольшие по объему образования-выжимки. В результате деятельности горнитосов и локализованных выходов горячего газа выносились капельки расплава, слагающие небольшие конуса (рис. 3, 4). Размеры выжимок и конусов горнитосов были обычно в пределах 1,5 м.

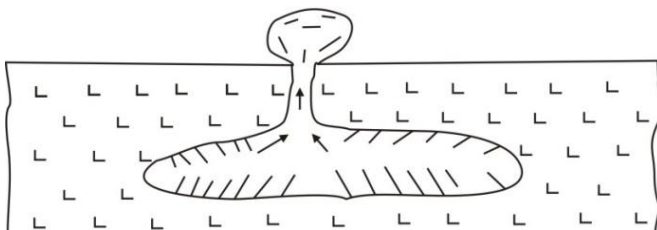


Рис. 3. Выжимка лавы из средней части потока ( $1\text{ г/т} < U$ ):

→ — направление движения газа

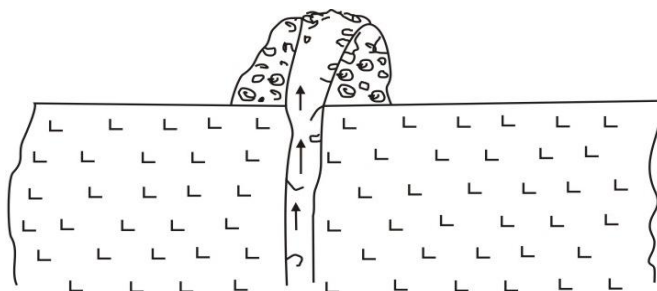


Рис. 4. Горнитос ( $1\text{ г/т} < U$ ):

→ — направление движения газа, ○ — капли лавы, слагающие конус горнитоса

Главная особенность горнитосов — отсутствие мегакристаллов плагиоклаза, в слагающей эти образования лаве. Описанные вулканические образования подвергались наиболее интенсивному газотермальному воздействию, дегазации и выносу ряда элементов, в частности ЕРЭ (рис. 1, табл. 3). Одновременно с эффузивной деятельностью Южного прорыва, из кратера его конуса периодически извергалась пирокластика: пепел, шлак, вулканические бомбы. Извергающаяся лава активно дегазировалась, причем выделяющиеся газы окислялись атмосферным кислородом, что вызывало заметное повышение температуры в горнитосах.

Извержение ЮП завершило БТТИ. Поствулканическая деятельность, с выделением высокотемпературных (в пределах 200°С) фумарольных газов на Южном и Северных прорывах БТТИ сохраняется до настоящего времени — в течение более 33-х лет. Исследовалось содержание ЕРЭ в изверженных породах, минеральных новообразованиях и ОАРп в вулканических газах [8, 27].

*Подводный вулкан Пийпа* слагает центральную часть массива Вулканологов, расположенного в южной части Командорской котловины примерно в 70 км к северо-востоку от о. Беринга. Общий объем этого подводного массива, включающего влк. Пийпа выше изобаты 3500 м составляет не менее 1100 км<sup>3</sup>. Породы массива в целом относятся к среднекалиевой известково-щелочной серии. Подводный влк. Пийпа состоит из трех построек, образующих хребет, ориентированный в субмеридиональном направлении на расстояние ~10 км. Выделяются обособленные вершины построек — Северная, Центральная и Южная. Северная вершина сложена плотными дацитами и андезитами, а Центральная и Южная вершины — дацитовыми пемзами [113]. Драгированные породы характеризуются почти полным отсутствием вторичных изменений и, скорее всего, являются продуктами современных (исторических) подводных извержений; лишь на поверхности некоторых глыб наблюдается налет гидроокислов железа, в породах которых содержание Na<sub>2</sub>O в 4–5 раз выше, чем K<sub>2</sub>O.

В геоструктурном отношении массив Вулканологов и подводный влк. Пийпа находятся в тыловой зоне Алеутской ОД и могут рассматриваться как результат островодужного магматизма. С другой стороны, расположение и некоторые геохимические особенности пород отличают подводный влк. Пийпа от типичных островодужных построек и свидетельствуют о его связи с задуговыми рифтогенными процессами. Более того, массив Вулканологов заполняет

южную часть крупной структуры растяжения — грабена Командор [112]. Современная гидротермальная деятельность зафиксирована над Северной вершиной в виде акустической аномалии, — всплывающими пузырьками газа [113]. Летом 1990 г. из гидротерм подводного влк. Пийпа был отобран газ, в составе которого преобладали углеводороды: метан ~80% и азот ~17%. В подчиненном количестве были  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$ , Ar, He,  $\text{H}_2$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{C}_3\text{H}_8$  [113]. Исследованы ЕРЭ в современных вулканиках и минеральных новообразованиях влк. Пийпа [21].

**Парамушир, Итуруп** — Курильские острова. В 1996 г. на о. Парамушир в 1,5 км юго-восточнее г. Северо-Курильска, у подножья действующего влк. Эбеко, была пробурена скважина глубиной 2,5 км. В разрезе вскрыты преимущественно гидротермально измененные породы. В 1980-х гг. в центральной части о. Итуруп, в пределах гидротермальной системы действующего влк. Баранского, пробурены 4 скважины глубиной до 1200 м. В разрезах этих скважин определено содержание ЕРЭ, причем по скважине и поверхностным вулканогенным породам о. Парамушир сделано раздельное определение гамма-спектрометрическим методом (U по  $^{226}\text{Ra}$ ) и люминесцентным непосредственно  $^{238}\text{U}$ .

**Сосновка и Демчиканский кордон** — долины р. Паратунки, приуроченной к Паратунскому грабену в окрестностях пос. Сосновка, а также р. Быстрой в пос. Эссо и в 10 км выше этого населенного пункта, расположенного в пределах Центрального разлома. В пунктах проведена радиометрическая и эманационная съемка, сделаны анализы вмещающих пород и почвенных газов [33].

## 2.2. Соотношение ЕРЭ в вулканических и субвулканических породах вулканов и вулканических центров Камчатки

Содержание ЕРЭ в породах земной коры и мантии весьма неравномерно. Диапазон средних содержаний в породах верхней мантии и земной коры превышает 3-го порядка. В то же время содержания породообразующих элементов в этих образованиях обычно различаются на 30–50%. Фоновые содержания ЕРЭ в земной коре и верхней мантии, заимствованные из работ [52, 86, 141] приведены в табл. 1.

Таблица 1

Содержание ЕРЭ в земной коре и мантии Земли [по: 85]

Геосфера	Оболочка	U, г/т	Th, г/т	Th/U
Земная кора	Гранитная	3,600	12,00	3,3
	Базальтовая	0,900	3,000	3,3
Верхняя мантия	Перидотитовая	0,030	0,100	3,3
	Дунитовая	0,003	0,007	2,3
Ультраосновные породы (по А. П. Виноградову)		0,030	0,050	1,7
Силикатная фаза каменных метеоритов [по: 141]		0,010	0,030	3,0

Рассмотрим содержание ЕРЭ в породах некоторых исследованных камчатских вулканов. В представленной работе приведены результаты анализов ЕРЭ в породах ряда современных вулканов, в том числе изверженных в 1975 г. вулканитов Новых Толбачинских вулканов, изверженных в 1996 г. породах влк. Карымский, кратера Токарева в кальдере Академии Наук, а также в минеральных новообразованиях, отлагающихся у фумарол и термальных источников Восточного вулканического пояса Камчатки.

Субщелочные базальты Ключевской группы вулканов отличаются относительно повышенным и устойчивым содержанием калия и ЕРЭ, и низким Th/U отношением. В близких по составу породах крупного щитообразного влк. Большая Ипелька при сравнительно высоком содержании Th, наблюдается необычно низкое содержание U и, соответственно, втрое (по сравнению с породами подобного состава и микроструктуры четвертичных камчатских вулканов), повышенное торий-урановое отношение. В породах нормальной щелочности наблюдаются заметные вариации в содержании ЕРЭ, особенно U. Так, в породах извержения побочного прорыва в влк. Плоский Толбачик (1941) при сравнительно стабильном содержании Th, отмечены наибольшие содержания U в первых порциях изверженных пород, наименьшие — в последних порциях и бортовых валах лавовых потоков (табл. 2) [8].

Таблица 2

Средние содержания и пределы вариаций ЕРЭ  
в изверженных породах некоторых камчатских вулканов

№ п/п	Название, место, тип вулкаников	U, г/т	Th, г/т	K, вес. %	Th/U	Примечание
1	2	3	4	5	6	7
1	Фундамент Ключевской группы, Толбачинский дол. Субщелочные тефритобазальты, в том числе современные	2,0	2,3	1,8	1,1	ГСМА; 20 проб
2	Голоценовые базальты, андезиты нормальной щелочности	$\frac{0,7}{0,2-1,5}$	$\frac{1,0}{0,1-1,8}$	$\frac{1,4}{0,7-2,1}$	1,4	ГСМА; 10 проб
3	Подножье влк. Ключевского. Базальты побочных прорывов «О» и Былинкиной	$\frac{0,8}{0,4-1,0}$	$\frac{0,3}{0,1-0,6}$	$\frac{0,9}{0,8-1,0}$	0,4	ГСМА; 3 пробы
4	Северное подножье влк. Ключевского. Андезит афиновый. Поток мощностью до 10 м. Пра Ключевской?	$\frac{2,2}{2,1-2,7}$	$\frac{2,7}{2,1-3,4}$	$\frac{2,0}{1,9-2,2}$	1,2	ГСМА; 14 мкР/ч; SiO <sub>2</sub> — 58%; K <sub>2</sub> O — 2,9%; 4 пробы
5	Субщелочные и магнезиальные базальты, андезиты. Поток, бомбы, дайки, различного состава	$\frac{1,1}{0,2-2,3}$	$\frac{1,5}{0,1-2,5}$	$\frac{1,3}{0,7-1,8}$	1,4	ГСМА; 156 проб
6	Гора Поворотная. Центральная экстрюзия	2,0	0,9	1,3	0,4	ГСМА; SiO <sub>2</sub> — 58,6%; K <sub>2</sub> O — 3,4%
7	Гора Поворотная. Центральная экстрюзия. Андезит	2,2	ТА; до 5 г/т <sup>238</sup> U; гиалиновая СОМ			

Окончание табл. 2

1	2	3	4	5	6	7
8	Гора Поворотная. Нижний комплекс. Базальт	0,4	ТА; ~0,5 г/т $^{238}\text{U}$ ; $\text{SiO}_2$ — 51,5%; $\text{K}_2\text{O}$ — 1,8%; интерсертальная СОМ			
9	Гора Поворотная. Дайки. Долерит	0,8	ТА; ~1,0 г/т $^{238}\text{U}$ ; $\text{SiO}_2$ — 51,3%; $\text{K}_2\text{O}$ — 1,5%; микродолеритовая СОМ			
10	Щитообразный влк. Большая Ипелька. Тефрито-базальты субщелочные	$\frac{0,7}{0,1-2,1}$	$\frac{2,5}{1,1-6,4}$	$\frac{1,68}{1,03-3,67}$	3,6	ГСМА; 24 пробы

Примечание. В числителе — среднее значение, в знаменателе — диапазон содержаний ЕРЭ; строки 1–9 — пробы В. И. Андреева, строка 10 — Шеймович и др. [153]; СОМ — структура основной массы; ГСМА — гамма-спектрометрические анализы ЕРЭ, выполнены в Аналитическом центре ИГиГ, ТА — трековые анализы, выполнены В. И. Андреевым; соотношение гамма-спектрометрических и трековых анализов — в пределах 10%; точность анализов — в пределах 20% [8].

### 2.3. Распределение урана в изверженных породах

В связи со значимостью проблемы распределения урана в изверженных породах рассмотрим этот аспект подробнее. Первые сведения о распределении и формах нахождения ЕРЭ в горных породах содержатся в работах В. И. Вернадского, отрицавшего наличие жидкого ядра Земли и отводившего главенствующую роль радиации в термическом состоянии земного шара и дифференциации вещества [46]. Позже Черепнин [142], представил конкретные данные о формах нахождения урана в изверженных породах, главные среди которых следующие:

- 1) собственно урановые минералы;
- 2) вхождение ЕРЭ в состав породообразующих минералов в виде изоморфной примеси;
- 3) ЕРЭ, адсорбированные на поверхности кристаллов и зерен;
- 4) нахождение растворенных ЕРЭ в жидких включениях, в минералах и межзерновых пространствах.

По А. Г. Андрееву и др. [9], в породообразующих минералах и в различных породах уран может находиться в виде субмикроскопических урановых минералов, состав которых может быть различен, а концентрация урана весьма высокой, по сравнению с вмещающими породами. Использование ЕРЭ, как геохимического критерия или индикатора генезиса и эволюции разных типов горных пород основано на сравнительно хорошей изученности поведения этих элементов в разных физико-химических условиях и большой чувствительности современных методов их анализа. Среди радиоактивных элементов наиболее информативным и чаще всего упоминаемым в научных работах является  $^{238}\text{U}$  и радиоизотопы его ряда распада, прежде всего  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{222}\text{Rn}$ .

Уран — подвижный элемент, он легко переносится в различных соединениях и чутко реагирует на изменение геохимической обстановки. Многочисленными работами [86, 104] было показано, что содержание урана в магматических породах может быть связано с их химическим и минеральным составом, возрастом и геоструктурным положением. Было установлено также, что форма нахождения и распределение урана связаны с генезисом магматических пород. В эффузивных породах большая часть урана равномерно рассеяна в основной массе, а в интрузивных породах уран неравномерно распределен между минералами, причем значительная его доля приходится на аксессуарные минералы-концентраторы, например, циркон. Уран легче выщелачивается из интрузивных пород по сравнению с вулканогенными и, соответственно, его способность к миграции в интрузивном процессе значительно выше, чем в эффузивном [82].

Таким образом, распределение и форма нахождения урана в магматических породах может быть связана с условиями и временем их эволюции от расплава до затвердевания. Поведение урана в вулканическом процессе и соответственно его распределение для вулканотектонических структур в целом и для отдельных комплексов и фаций, в общих чертах, контролируется перечисленными факторами. Хотя описаны случаи [93], когда содержание урана не менялось в породах разного химического состава от базальтов древнего конуса влк. Карымского до современных кислых дифференциатов его исторических извержений; а в базальтовых потоках побочного прорыва Пийпа 1966 г. (влк. Ключевской) содержание урана различалось вдвое при близком химическом и минеральном составе лав. Кроме общих тенденций, поведение урана, очевидно, связано с индивидуальными

особенностями исследуемых объектов, обусловленными, как типом извержения и предполагаемым глубинным строением вулканического аппарата, так и режимом извержения, продолжительностью и условиями становления вулканитов.

Рассмотрим ряд аспектов, связанных с формами нахождения, миграцией и другими особенностями урана. Для детального исследования распределения урана в вулканических и субвулканических породах рядом исследователей [43] успешно применялся трековый метод, позволяющий с большой точностью определять форму нахождения и концентрацию отдельных радиоизотопов. Для определения содержания и распределения урана нами также применялся метод треков индуцированного деления  $^{235}\text{U}$ .

Исследования распределения урана проводились на современных вулканитах, образовавшихся в 1975–1976 гг. во время извержения ЮП БТТИ, а также в породах базальт-дацитовой и андезитовой формаций Гамченской вулканотектонической структуры, включая метаморфические сланцы складчатого фундамента мел-палеогенового возраста и в вулканогенных породах других, преимущественно четвертичных вулканов.

В истоках лавовых потоков сравнительно часто встречались сгущения треков урана — «звездочки», (рис. 5а, б) в которых плотность треков и соответственно концентрация урана на 2–3 порядка превышала фоновую. В лавовых потоках на расстоянии нескольких километров от истока, т. е. в лаве, которая текла, остывая несколько суток, уран был распределен более равномерно (рис. 5б). «Звездочки» как бы неравномерно размывались (плотность треков уменьшалась, лучистое строение исчезало) и превращались в пятна с расплывчатыми очертаниями (рис. 5в).

Анализируя образцы, отобранные последовательно от истоков до конечных частей наиболее длинных потоков (около 9 км), удалось проследить постепенное разрушение «звездочек» и выравнивание концентрации треков (рис. 5в). Таким образом, в октябре 1975 г. — январе-марте 1976 г. при извержении лавы (и бомб) до 20% урана было сконцентрировано в сгущениях-звездочках. При относительно медленном (в течение нескольких дней) остывании и дегазации лавы, сгущения постепенно рассеивались.

В образцах, отобранных из горнитосов, выжимок и фрагментов основания конуса, о которых говорилось ранее, четких звездочек-сгущений не наблюдалось, изредка встречались пятна, где концен-

трация треков была немного выше обычной. Летом и осенью 1976 г. в различных фациях лавовых потоков и бомбах «звездочки» почти не встречались. Можно предполагать, что либо в продуктах извержения последнего периода не было сгущений урана, либо они были рассеяны в близповерхностных полостях-карманах при частичной дегазации магмы и изменении физико-химических условий.

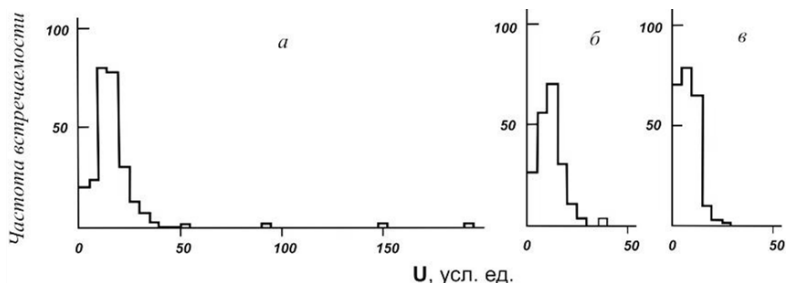


Рис. 5. Гистограмма распределения треков урана в породах различных фаций:

*a* — весьма неравномерное, *б* — неравномерное,  
*в* — относительно равномерное

Среднее содержание урана в 65-ти образцах базальтов ЮП составляло 1,6 г/т, что близко к результатам Титаевой и др. [123] — 1,2 г/т. Однако в различных фациях лавовых потоков и на разных этапах извержения содержания урана заметно различались (табл. 2, 3). В потоках мощностью 4 м и более подошва и кровля содержали немного больше урана, чем средние части; в 1,5–2 раза меньше среднего было содержание урана в горнитосах, фрагментах основания конуса и выжимках, о которых говорилось ранее.

Зимой 1975–1976 гг. среднее содержание урана в изверженных породах ЮП составляло 2,1 г/т. Наибольшее содержание урана до 3 г/т обнаружено в бомбах, извергнутых в декабре 1975 г. и феврале 1976 г. По мере движения потоков концентрация урана уменьшалась. В конечных частях наиболее длинных потоков содержание урана было на 30% ниже, чем в их истоках. Очевидно, рассеивание сгущений урана сопровождалось его частичным выносом с газами в атмосферу.

Летом и осенью 1976 г. среднее содержание урана в вулканитах ЮП БТТИ равнялось 1,5 г/т. Причем в бомбах, извергнутых в октябре 1976 г., содержание урана было немного меньше, чем в потоках, излившихся в это же время. Бомбы, выброшенные в конце из-

вержения, заметно отличались от бомб, извергавшихся зимой 1975–1976 гг., когда конус был меньше, а большинство бомб после выбросов падали на внешние склоны конуса и скатывались к его подножию. Их закалка происходила в течение нескольких минут. Для этого периода характерны пористые бомбы среднего размера.

К концу извержения конус вырос и увеличился в диаметре. Большое количество бомб, попадая на внутренние склоны кратера, скатывалось вниз и выбрасывалось повторно. В это время появились плотные эллипсоидные бомбы сложного строения. В них можно было выделить ядро, окруженное одной или несколькими оболочками. Подобно выжимкам и горнитосам такие бомбы подвергались интенсивной газотермальной проработке.

Таблица 3

Распределение и среднее содержание урана в вулканитах ЮП БТТИ

Распределение урана	Лавовые потки			Фации, подвергшиеся газотермальному воздействию			Фенокрис плагиокласс, мм		Фумарольные возгоны	
	Подшва	Средняя часть	Кровля	Выжимки	Горнитосы	Части конуса	15–30	5–10	Хлориды и сульфаты железа	Хлориды натрия и калия
<i>x</i>	20,1	10	16	5,5	4,5	6,8	0,6	2	6	0,2
<i>s</i>	8	7	9	4,4	3,5	4,3	1	2	5	Н. о.
<i>n</i>	2	2	6	5	3	1	3	5	2	2
U*	07.1975 — 03.1976		06.1976 — 07.1976			Всё извержение				
	Потоки	Бомбы	Потоки	Бомбы						
<i>x</i>	13	19	8,8	7	10,8					
<i>s</i>	12	40	4,7	4	10					
<i>n</i>	27	30	15	3	65					

Примечание. Н. о. — не определено; \* — среднее содержание; *x* — содержание урана в условных единицах (1 усл. ед. = 0,16 г/т U); *s* — дисперсия; *n* — число проб [8].

Было исследовано также микрораспределение урана в фенокристаллах и основной массе изверженных пород. В фенокристаллах плагиоклаза содержалось до 0,4 г/т урана. Причем можно было выделить две генерации: мегакристаллы размером 15–30 мм, в том числе лапилли, которые содержали 0,5 г/т, и мелкие фенокристаллы размером 5–10 мм — 1,1 г/т. Обе генерации наблюдались совместно, иногда в пределах одного шлифа. Вероятно, такое различие в содержании урана было связано с меняющимися условиями кристаллизации. Вокруг некоторых кристаллов плагиоклаза наблюдалась прерывистая кайма шириной 0,2–0,3 мм, в 1,5–2,0 раза обогащенная ураном по сравнению с основной массой породы.

Низкотемпературные возгоны, образующиеся на трещинах вблизи конуса обычно не далее 1 км и состоящие из хлоридов и сульфатов железа с примесью самородной серы, содержали до 1,2 г/т урана. Высокотемпературные кристаллы хлоридов натрия и калия, образующиеся на потоках иногда в нескольких километрах от конуса, содержали 0,03 г/т урана. Сгущений урана в исследованных возгонах не обнаружено.

Как видно из табл. 4, нет четкой зависимости между содержанием урана и породообразующих элементов в базальтах ЮП. Следует заметить, что наиболее распространенные элементы, обычно сопутствующие урану, весьма стабильны. Содержание  $\text{SiO}_2$  изменялось в пределах 5%,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  — до 20%, а содержания урана в отдельных образцах (без учета возгонов) различалось в 3–4 раза. Видимо, корреляцию можно проводить между едкими щелочами, фтором и ураном, проявляющими иногда близкие геохимические свойства. Доля этих элементов и величины изменения их содержания в отдельных пробах, взятых из одного конкретного образования сопоставимы с вариациями содержания урана.

Из наших данных следует, что в процессе извержения происходил частичный вынос урана в атмосферу. Наименьшие содержания урана зарегистрированы в тех порциях лавы, которые подвергались наиболее интенсивной или продолжительной газотермальной проработке (горнитосы, выжимки или внутренние части потоков, основания конуса, порции магмы, находившиеся, видимо, некоторое время перед излиянием в приповерхностных полостях-карманах).

Ряд авторов [93, 123] допускают принципиальную возможность газового переноса радиоактивных элементов. Другие [68] считают, что двуокись урана, активно взаимодействуя с парами  $\text{HF}$  и  $\text{HCl}$  при высоких температурах, образует летучие соединения в расплаве или

в газовой фазе над расплавом. Меняйлов и др. [98], анализировавшие газы ЮП, отмечают сравнительно высокое содержание фтора и хлора. В общем виде [82] поведение радиоактивных элементов в магматическом процессе определяется двумя противоположными тенденциями — рассеянием и концентрацией. С одной стороны, кристаллизация урансодержащих акцессорных минералов при понижении температуры, с другой — их разрушение в результате изменяющихся физико-химических условий. Механизм разрушения «звездочек» по мере движения потоков, возможно, не связан непосредственно с газовым переносом, поскольку большая часть летучих соединений выделяется из расплава быстрее, чем происходит разрушение «звездочек».

При быстром поступлении расплава на поверхность, сопровождающимся снижением температуры, дегазацией и сменой восстановительной обстановки на окислительную, наряду с кристаллизацией, очевидно, происходит разрушение минералов, неустойчивых в таких физико-химических условиях. К подобным явлениям относится, например, обычная для вулканических продуктов опацификация темноцветных минералов. В лавах ЮП часто наблюдалось разрушение внешних зон некоторых фенокристаллов. Звездочки-сгущения связаны, видимо, с урансодержащими минералами, неустойчивыми в поверхностных условиях. При разрушении этих минералов происходит рассеивание урана. Очевидно, при длительном охлаждении этот процесс проявляется полнее, чем при быстрой закалке. Изменившись условиями кристаллизации обусловлено также образование двух генераций кристаллов плагиоклаза с различным содержанием урана. Зоны повышенной концентрации треклов в основной массе вокруг породообразующих минералов в базальтах описаны и объясняются пленочной минерализацией [152].

Таким образом, установлено, что при извержении происходит частичный вынос урана в атмосферу в результате дегазации и, в некоторых случаях, его рассеивание в извергающихся породах, связанное, по-видимому, с изменением физико-химических условий при поступлении расплава на поверхность. Эти процессы возможны в близповерхностных условиях, на небольших глубинах порядка десятков метров. Изменение содержания и распределения урана в различных фациях вулканогенных пород может быть использовано для реконструкции некоторых вулканических процессов. Как будет показано далее (рис. 6), для более полной информации предпочтительно исследовать несколько видов распределения радиоактивных элементов (в нашем примере — урана) в различных фациях.

## Содержание урана и породообразующих

Элемент, вес. %	Пробы									
	613	632	643	644	646	650	658	659	660	664
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
U, г/т	0,8	3,0	3,2	1,2	2,8	0,7	2,2	2,9	2,2	2,6
S (σ)	1,1	0,8	0,5	0,6	0,8	0,7	1,5	0,9	0,7	0,6
SiO <sub>2</sub>	51,26	–	–	–	–	50,50	–	–	–	51,2
TiO <sub>2</sub>	1,65	–	–	–	–	1,60	–	–	–	1,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,50	–	–	–	–	16,64	–	–	–	16,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,83	–	–	–	–	4,77	–	–	–	3,35
FeO	7,48	–	–	–	–	6,50	–	–	–	7,20
MnO	0,17	–	–	–	–	0,19	–	–	–	0,17
MgO	4,54	–	–	–	–	4,95	–	–	–	4,33
CaO	9,0	–	–	–	–	9,04	–	–	–	9,42
Na <sub>2</sub> O	3,68	–	–	–	–	3,57	–	–	–	3,38
K <sub>2</sub> O	2,24	–	–	–	–	2,08	–	–	–	2,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,55	–	–	–	–	0,15	–	–	–	0,50
Rb, г/т	–	41	43	44	44	48	–	44	44	50
Li, г/т	–	15	16	90	14	15	–	90	14	10
F, г/т	–	420	320	400	450	330	340	340	480	400
B, г/т	–	45	62	50	43	47	37	55	50	53
Be, г/т	–	1,9	1,8	1,2	1,1	1,3	2,1	1,4	0,9	1,3

Таблица 4

элементов в вулканитах ЮП БТТИ [по: 8]

Пробы										
665	679	27-8	7-9	10-9	25-9	21-9	27-9	4-10	14-10	25-10
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
3,2	1,8	1,7	1,6	2,1	1,1	1,0	1,8	0,8	1,9	1,9
2,1	0,6	0,4	0,3	0,7	0,4	0,5	0,6	0,3	0,5	0,5
–	49,32	50,22	50,20	50,96	50,26	50,58	50,74	50,76	50,7	50,28
–	1,85	1,65	1,70	1,74	1,70	1,80	1,85	1,80	1,80	1,86
–	16,91	17,06	17,0	16,96	17,48	17,35	17,62	17,25	17,3	17,20
–	2,53	3,61	3,35	3,29	6,76	3,69	2,08	3,28	3,92	2,64
–	9,05	7,29	7,34	7,04	3,59	7,21	7,47	7,18	7,04	7,32
–	0,20	0,15	0,15	0,20	0,20	0,18	0,17	0,17	0,18	0,17
–	4,93	4,34	4,97	4,44	4,32	4,36	4,50	4,40	4,33	4,77
–	8,81	8,98	8,40	8,40	8,54	8,41	8,58	8,52	8,23	8,58
–	3,36	3,72	3,90	3,79	3,43	3,86	3,65	3,74	3,82	3,88
–	2,12	1,95	2,08	2,17	2,17	2,14	2,12	2,14	2,15	2,22
–	0,57	0,52	0,55	0,60	0,62	0,61	0,58	0,62	0,60	0,58
43	–	–	40	–	–	–	–	–	–	–
15	–	–	14	–	–	–	–	–	–	–
400	–	–	240	400	640	–	–	–	–	–
64	–	–	61	48	98	–	–	–	–	–
1,4	–	–	0,9	1,8	0,8	–	–	–	–	–

Примечание.  $S(\sigma)$  — дисперсия. *Пробы 613–679* — взяты с 02.1975 г. по 03.1976 г.; остальные пробы — 1976 г.: 1-я цифра — число, 2-я цифра — месяц. *Пробы: 25-9* — фрагмент конуса, сформированный в 1975 г. и вынесенный в 04.1976 г.; *613* — выжимка; *650* — горнитос; *632, 643, 646* — первые порции лавовых потоков; *658, 660, 664* — средние части лавовых потоков; *614, 679* — конечные части лавовых потоков; *659, 665* — бомбы 12.1975 г. — 01.1976 г. Аналитики: Л. Г. Байцаева и Т. В. Долгова, Ин-т вулканологии; по отдельным элементам — Г. И. Селиванова и Л. Л. Петров, Ин-т геохимии СО АН СССР.

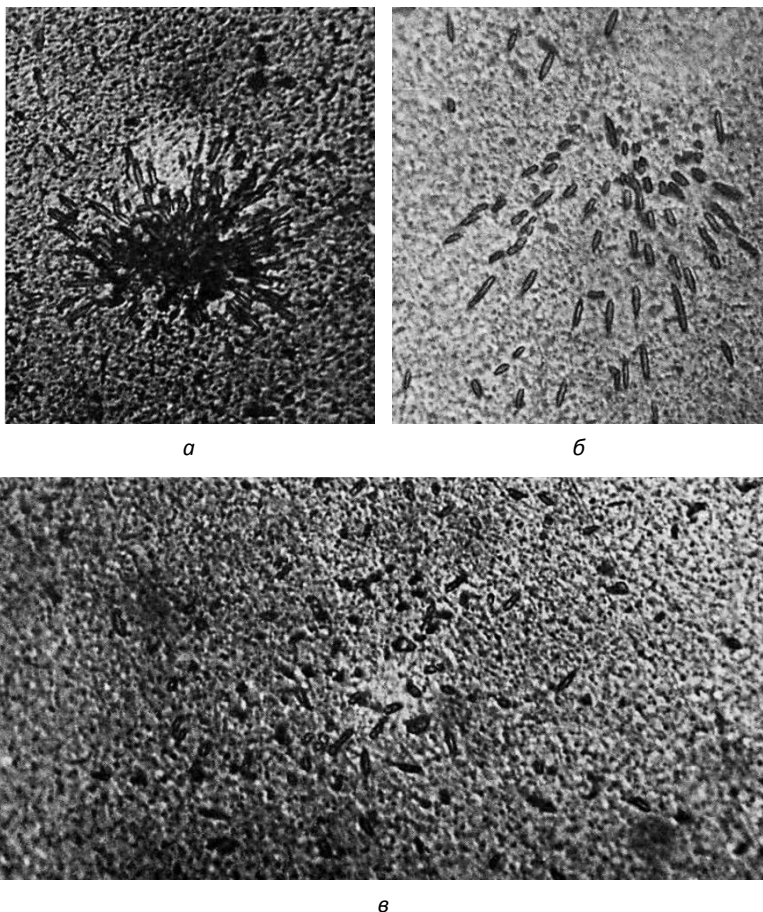


Рис. 6. Фотографии треков  $^{235}\text{U}$  на детекторах с вулканитов ЮП:  
а — первичное сгущение, с высокой концентрацией треков; б — рассеянное сгущение; в — сильно рассеянное сгущение; увеличение  $\times 90$  [8]

Исследования распределения урана трековым методом проводились на современных вулканитах, образующихся в 1975–1976 гг. во время извержения ЮП БТТИ, а также в породах базальт-дацитовой и андезитовой формаций и в метаморфических сланцах складчатого мел-палеогенового возраста — фундамента Гамченской вулканотектонической структуры.

Среднее содержание (и соотношение) ЕРЭ, охватывающее различные разновидности изверженных толбачинских вулканитов, в том числе базальты Северного и Южного прорывов БТТИ, приведено также в работе [123], причем среднее содержание урана, приведенное этими исследователями, близко к представленному в нашей работе.

По содержанию большинства породообразующих элементов магнезиальные и субщелочные глиноземистые базальты Новых Толбачинских вулканов различаются в пределах 10–15%, по MgO — на 38%, по K<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — в 2 раза, по ЕРЭ U, Th, K и редким щелочам Li, Rb, Cs — более чем в 3 раза [123] (табл. 5–6).

Как видно из табл. 6 и представлений Титаевой и др. [123] со ссылками на ряд других исследователей, все выделенные группы базальтов различаются между собой по геохимическим параметрам. Породы извержения 1941 г. занимают промежуточное положение по сравнению с изверженными породами СП и ЮП БТТИ.

Таблица 5

Состав базальтов Толбачинской ареальной трещинной зоны [123]

Окислы	Состав базальтов, %				
	СП	Промежуточный	Прорыв 1941 г.	ЮП	Кальдеры, древние потоки
SiO <sub>2</sub>	50,72	50,74	50,15	51,92	50,80
TiO <sub>2</sub>	1,13	1,10	1,46	1,46	1,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,99	14,70	15,47	15,99	16,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,99	3,21	4,04	3,89	3,83
FeO	5,62	6,90	5,98	6,05	6,65
MnO	0,28	0,18	0,19	0,15	0,19
MgO	10,12	8,23	9,32	6,13	6,47
CaO	11,97	10,53	8,46	9,14	7,88
Na <sub>2</sub> O	2,39	2,83	2,93	3,42	3,95
K <sub>2</sub> O	0,84	1,36	1,46	1,92	1,81
H <sub>2</sub> O	0,03	0,30	0,06	0,04	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,27	0,43	0,44	0,50

Таблица 6

Радиоактивность базальтов  
Толбачинской ареальной трещинной зоны [123]

Элемент	Радиоактивность базальтов, %													
	СП			Промежуточный		Прорыв 1941 г.		ЮП			Кальдеры, древние потоки			
	<i>n</i>	$\bar{x}$	<i>s</i>	<i>n</i>	$\bar{x}$	<i>n</i>	$\bar{x}$	<i>s</i>	<i>n</i>	$\bar{x}$	<i>s</i>	<i>n</i>	$\bar{x}$	<i>s</i>
K, %	16	0,77	0,03	2	1,22	4	1,17	0,08	7	1,50	0,04	4	1,51	0,18
K+Na, %	16	2,5	0,11	2	3,46	4	3,31	0,15	7	3,90	0,06	4	3,94	0,11
Li, г/т	16	6,7	0,31	2	8,9	3	9,0	1,21	7	11,3	0,76	4	11,8	1,50
Rb, г/т	16	14,4	0,62	2	28,0	3	25,3	2,65	7	41,4	1,62	4	41,3	7,59
Cs, г/т	16	1,5	0,35	2	2,1	3	2,0	0,00	7	2,3	0,25	4	2,0	0,29
U, г/т	35	0,4	0,05	—	—	7	0,9	0,04	14	1,2	0,11	8	1,7	0,30
Th, г/т	21	0,6	0,15	2	0,7	8	1,1	0,12	14	1,3	0,4	6	1,5	0,09
K/Rb	16	538	0,28	2	436	3	451	0,51	7	362	0,15	4	372	0,41
Rb/Li	16	2,2	0,45	2	3,1	3	3,9	0,8	7	3,7	0,29	4	3,5	0,63
Th/U	21	1,5	0,28	—	—	7	1,2	0,13	13	1,1	0,26	6	0,9	0,23

Примечание. Здесь и далее: *n* — количество проб,  $\bar{x}$  — среднее содержание; *s* — стандартное отклонение.

Тефрито-базальты кальдеры (кратера Плоского Толбачика) и древних потоков мегаплагиофировых лав геохимически близки к базальтам ЮП. Отношение Th/U в ряду: базальты СП — базальты прорыва 1941 г. — тефрито-базальты ЮП, кальдеры и древних потоков последовательно убывает от 1,5 до 0,9. Средние содержания и соотношения ЕРЭ полученные нами по толбачинским вулканитам близки к данным Титаевой с соавторами.

Существует несколько гипотез, объясняющих появление двух различных типов базальтов и их промежуточных разновидностей. Наиболее реальной и обоснованной представляется эманационная дифференциация, в процессе которой вблизи поверхности при резком понижении литостатического давления происходит вскипание магмы и активное перераспределение щелочей и радиоактивных элементов [123]. Близкие выводы на основании моделирования и расчетов динамики дифференциации магм сделаны В. Н. Шарповым и А. Н. Черпановым [150].

Согласно представлениям этих авторов, исходная магма имеет некоторый промежуточный состав. В случае ее дегазации при относительно низком давлении образуются низкокальциевые магнезиальные базальты. При высоком давлении и сравнительно равновесных термодинамических условиях кристаллизации можно ожидать накопление щелочных компонентов в магме и образование мегаплагиофировых тефрито-базальтов.

Вблизи поверхности при низком литостатическом давлении происходит вскипание магмы и ее дегазация, что и наблюдалось при извержении СП Толбачинского извержения 1975 г., и было, хотя и не столь четко, выражено на Прорыве 1941 г. При этом, в приповерхностных условиях выносились щелочи и ЕРЭ. Анализ газового конденсата с остывающего лавового потока СП показал содержание тория  $1,14 \times 10^{-5}$  г/л [123]. Это означает, что торий может ограниченно переноситься с газовой фазой. На несколько больших глубинах в условиях относительно закрытой системы (в периферическом очаге) происходит накопление в расплаве ЕРЭ и редких щелочей. Если такой процесс имел место при образовании тефрито-базальтов ЮП, то значимое уменьшение K/Rb и Th/U по сравнению с предполагаемыми исходными базальтами может быть объяснено эманационным переносом, поскольку в этих условиях подвижность рубидия выше, чем калия, а урана — выше, чем тория. В этой связи может происходить накопление рубидия и урана. На возможность обогащения щелочных базальтовых магм некогерентными элементами за счет флюидной фазы обращали внимание ранее и другие исследователи [106].

Очевидно, соотношения ЕРЭ в изверженных породах влк. Большая Ипелька обусловлены рядом условий, в частности, необычно большим объемом изверженных пород по сравнению с большинством базальтовых четвертичных вулканов и продолжительным временем кристаллизации изверженных вулканитов. В этой связи рассмотрим содержание и соотношение ЕРЭ в изверженных субщелочных глиноземистых тефрито-базальтах влк. Большая Ипелька, относящихся к тому же типу и микроструктуре, что и описанные ранее мегаплагиофировые образования Ключевской группы вулканов.

Содержание и соотношения радиоактивных элементов в вулканических породах можно считать индикаторным и использовать в различных построениях и реконструкциях. Нами рассмотрена взаимосвязь содержания радиоактивных элементов в изверженных породах влк. Большая Ипелька с динамикой его извержений, особенностями

становления изверженных пород и некоторыми постмагматическими процессами. Приведено возможное объяснение необычного для четвертичных вулканитов Камчатки содержания и соотношения ЕРЭ.

В наиболее типичных вулканитах Большой Ипельки гамма-спектрометрическим методом определено содержание радиоактивных элементов U (Ra) и Th в г/т и K в вес. %. По данным 24-х гамма-спектрометрических анализов среднее содержание калия в вулканитах Большой Ипельки близко к таковому в силикатных анализах и составляет 1,68 вес. % при незначительных вариациях. Значительно больше вариации содержаний тория (в 6 раз), еще больше — при незначительных средних содержаниях для пород подобного типа, (среднее — 0,7 г/т), вариации содержаний урана (более чем на порядок). В итоге индикаторное отношение Th/U для проанализированных пород в среднем составляет 3,6 (при обычном значении этого параметра для камчатских четвертичных вулканитов в пределах 1,5), а для наиболее хорошо изученных и близких по химическому и минеральному составу субщелочных мегаплагиафировых лав Ключевской группы вулканов — 1,1.

По данным ряда исследователей [93, 105, 123], четвертичные вулканиты Камчатки характеризуют низкие значения Th/U отношений, близкие к содержанию и соотношению ЕРЭ в некоторых других сходных по геотектоническому положению регионов, например в породах Мариинских островов. По мнению некоторых, в том числе упомянутых специалистов, подобные соотношения свидетельствуют об отсутствии или очень незначительной дифференциации магмы, поступающей из глубинного (мантийного) очага. Так, у Титаевой встречается термин «примитивная магма». Не рассматривая проблему низких Th/U отношений по четвертичным вулканитам Камчатки в целом, обратим внимание на повышенные значения этого параметра в вулканитах Большой Ипельки.

Известно, что геохимические свойства и миграционная способность урана и тория в магматическом процессе близки [125]. В приповерхностных условиях, при смене восстановительной обстановки на окислительную уран окисляется, превращаясь из 4- в 6-валентный и его подвижность резко увеличивается [96]. Возможно, необычно большой объем вулканитов, и продолжительная активная деятельность влк. Большая Ипелька (рис. 7) создали условия, в которых произошло разделение урана, увеличившего миграционную способность, и тория, сохранившего сравнительно статичное состояние (рис. 8).



Рис. 7. Космический снимок влк. Большая Ипелька с диаметром основания ~40 км, справа — действующий влк. Опала, в правом верхнем углу — отроги хребта Балаганчик

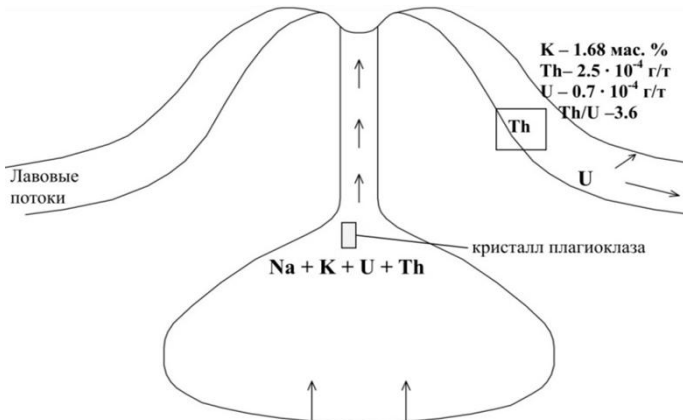


Рис. 8. Схема распределения щелочей и ЕРЭ в периферическом очаге и лавовых толщах влк. Большая Ипелька:

→ — активное движение некоторых компонентов [32, 33]

Около 500 тыс. лет назад, ко времени окончания активной деятельности влк. Большая Ипелька, его высота и, соответственно, объем значительно превышали современные [32, 153].

Именно чрезвычайно продолжительное становление вулканитов, при сравнительно спокойном извержении мощных потоков, образующих толщи объемом в сотни км<sup>3</sup>, могли возникнуть условия для окисления и последующей активной миграции урана при статичном положении тория. Об обогащении вулканогенных пород ураном после поступления расплава в близповерхностные условия и, соответственно, уменьшении торий-уранового отношения есть данные предыдущих исследований [105]. Подтверждением этого «дополнительного» окисления является преобладание трехвалентного железа в ряде анализов [153] и соответствующие этим точкам наибольшие Th/U отношения (табл. 7).

Сходное, хотя несравненно менее выраженное, явление возникло после извержения БТТИ в 1976 г., когда в 3-х км от центра извержения была сформирована толща преимущественно лавовых базальтовых потоков мощностью порядка 60 м и объемом ~50 млн м<sup>3</sup>, через 30 лет после окончания извержения сохранившая температуру до 300°С на поверхности и ~700°С в центре толщи. Согласно расчетам столь высокая температура сравнительно небольшого, но компактного объема изверженных пород будет сохраняться еще не менее 50 лет [22].

Очевидно, объем Большой Ипельки в момент окончания извержений был значительно больше современного. Об этом свидетельствуют мощные моренные отложения, состоящие из вулканогенного материала, «снятого» с постройки вулкана ледниками, вследствие чего обнажились «дайковые поля и вулканические интрузии» [153]. Палеорекострукции, сделанные В. С. Шеймовичем и М. Г. Патокой [154], показывают максимальную высоту наземной вулканической постройки (подобной влк. Большая Ипелька) до 4 км. Не исключено, что после окончания активной деятельности (и в процессе ее) вулкан мог испытать просадки, подобные таковым на влк. Карымском, Ключевском, Плоском Толбачике и др. [31].

Существенный фактор перераспределения ряда компонентов, в том числе щелочей и ЕРЭ — образование мощной трещиноватой корки над остывающей магмой. Согласно представлениям, расчетам и моделям ведущих специалистов, над кристаллизующимся расплавом в остывающем очаге происходит ретроградное вскипание магмы и повышение давления флюидов, сопровождаемое образованием трещин контракции.

Таблица 7

Содержание U, Th, K в породах влк. Большая Ипелька

№ п/п породы	Индекс, возраст	U, г/т	Th, г/т	K, вес%	Th/U	Примечание
1	$\beta Q_1^1$	0,1	2,7	1,45	27	Шлаковый конус
2	«	0,4	1,6	2,33	4	Дайки
3	«	0,2	1,8	1,11	9	Экструзии
4	«	0,2	1,6	1,18	8	Экструзии
5	«	1,0	2,6	1,77	2,6	Лавовые потоки
6	«	0,9	2,7	1,52	3	
7	«	0,7	2,1	1,31	3	Лавовые потоки, низ разреза
8	«	0,8	2,7	1,82	3,3	
9	«	1,0	1,7	2,33	1,7	Лавовые потоки, верх толщи
10	«	0,7	1,4	1,22	2	
11	«	0,4	1,1	1,36	2,7	Дайки
12	«	0,7	1,9	1,46	2,7	
13	«	0,7	1,8	1,65	2,6	Лавовые потоки, средняя часть толщи
14	«	0,6	2,4	1,05	4	
15	«	1,0	2,3	1,03	2,3	
16	«	0,4	2,7	1,34	3,9	
17	«	0,8	1,9	1,32	2,3	
18	«	0,2	1,6	1,18	8	Дайка
19	$\alpha Q_2^2$	0,4	1,4	1,49	3,2	Лавовые потоки, средняя часть толщи
20	«	0,7	2,5	1,82	3,5	
21	«	1,0	1,6	1,5	1,6	Лавовые потоки, верхняя часть
22	«	0,8	1,7	1,6	2,1	
23	$\alpha\beta Q_1^1$	2,0	6,2	3,69	3,1	Корневая часть купола, верхняя часть
24	«	2,1	6,4	3,77	3,1	
$\bar{x}$		0,7	2,5	1,68	3,6	Среднее значение
$s$		0,1	0,3	0,2	0,5	Стандартное отклонение

Примечание. Шлаковые конусы, показанные авторами [153] на геологической схеме, находятся в пределах постройки Б. Ипельки и прорывают лавовопирокластическую толщу. Аномальное содержание ЕРЭ и соотношение 2- и 3-валентного железа (0,46/9,70) в породах этого образования закономерно [32]. Содержания ЕРЭ определены гамма-спектрометрическим методом в Аналитическом центре ИГиГ СО РАН.

В приведенной данными исследователями [73] расчетной модели при вертикальной мощности остывающего очага 1500 м, что близко к размерам классического периферического очага и толщии потоков Б. Ипельки, время существования флюидной волны может достигать 300 лет. Основным процессом массопереноса является дренирование трещинами выделяемого в зоне кристаллизации флюида [149].

На космическом снимке (рис. 7) четко видны гигантские трещины в постройке Б. Ипельки. Очевидно, трещины более мелкого порядка, вплоть до субмикроскопических — крипа, предваряли образование более крупных трещин и дренировали толщии пород, способствуя миграции компонентов.

Обогащение рядом компонентов, в частности щелочами и радиоактивными элементами мегаплагиофировых пород андезитового, андезитобазальтового, базальтового состава могло происходить в близповерхностном периферическом магматическом очаге [17]. Существование таких очагов под большинством вулканов можно считать доказанным [40, 74].

Механизм такого обогащения — эманационная дифференциация в общих чертах разработан [125, 127, 150]. Возможно, именно в таких очагах происходило начало кристаллизации мегакристаллов плагиоклаза (рис. 8). При поступлении расплава на поверхность изменялись *P-T* условия и химический состав магмы (в связи с кристаллизационной дифференциацией и дегазацией), вследствие чего мегакристаллы первой генерации корродировались, и начиналась кристаллизация кристаллов последующих генераций плагиоклаза, (и других минералов) состав которых отличался от предыдущих.

Таким образом, просматривается взаимосвязь между динамикой извержения и содержанием радиоактивных элементов в вулканогенных породах. Не исключено, что в начальный период образования земной коры интенсивность магматизма была более высокой, была характерна сходная ситуация распределения ЕРЭ при формировании верхней части литосферы, где индикаторное отношение Th/U близко к 3 (табл. 1).

## 2.4. Содержание и соотношение ЕРЭ в различных фациях вулканогенных пород

В общих чертах распределение содержаний ЕРЭ в породах различных вулканических фаций соответствует схеме представленной ранее [15]. Среди пород не подвергшихся вторичным изменениям суммарное содержание ЕРЭ возрастает в ряду: некки — 2,1; дайки — 2,7; лавовые потоки — 4,3; эксплозивные породы (бомбы) — 4,3; шлаки и пемзы — 4,9. Содержание в этом ряду урана составляет соответственно 0,5, 0,6, 1,1, 1,5, 1,6; тория — 0,7, 1,0, 1,8, 1,7, 1,9; калия — 0,9, 1,1, 1,4, 1,5, 1,4. Индикаторные Th/U отношения изменяются в другой последовательности, соответственно 1,4, 1,7, 1,6, 1,1, 1,2. Похожая тенденция в изменении К/U отношения — 1,6, 1,8, 1,3, 1,0, 0,9.

Представленные данные по содержанию ЕРЭ в различных фациях неизменных вулканогенных пород позволяют заключить следующее:

1) содержание ЕРЭ в породах проанализированных фаций стабильно и возрастает в ряду некки → дайки → лавовые потоки → эксплозивные породы (бомбы, шлаки, пемзы);

2) содержание ЕРЭ, прежде всего урана убывает пропорционально времени становления и степени дегазации магматических (вулканических и субвулканических пород), т. е. в обратной последовательности (эксплозивные породы, лавовые потоки, дайки, некки).

В самом деле, время становления и соответственно дегазации нека гораздо больше, чем вулканической бомбы или шлака. Отмеченная последовательность изменения двух параметров не абсолютна и в ряде отдельных случаев нарушается, что наглядно иллюстрируется вариациями содержания ЕРЭ (табл. 8, рис. 9).

Согласно общим представлениям [136] в направлении к тылу островной дуги толеитовые магмы с низким содержанием щелочей сменяются зоной развития известково-щелочных магм, являющихся продуктами дифференциации в промежуточных очагах, смешением мантийного материала с коровым.

При сравнении содержания ЕРЭ в неизменных вулканогенных образованиях, принадлежащих к разным фациям просматривается общая тенденция убывания ЕРЭ в ряду: эксплозивные образования (преимущественно бомбы), эффузивные образования (лавовые потоки), субвулканические образования (дайки, экструзии, некки).

Таблица 8

Средние содержания и вариации ЕРЭ  
в породах различных фаций вулканов Камчатки

№ п/п	Фации/место	Количество проб	U, г/т	Th, г/т	K, вес. %	$\frac{Th}{U}$	Примечание
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Некки, Ключевская группа (Бараньи скалы)	9	$\frac{0,5}{0,3-0,7}$	$\frac{0,7}{0,4-1,1}$	$\frac{0,9}{0,6-2,0}$	1,4	$M \gg 10$ м, базальты
2	Дайки, Ключевская группа (Толбачик)	106	$\frac{0,6}{0,3-1,3}$	$\frac{1,0}{0,4-1,5}$	$\frac{1,1}{0,7-1,7}$	1,7	$M$ — до 10 м, ср. — 2 м, базальт
3	Лавовые потоки, Ключевская группа	24	$\frac{1,1}{0,5-2,3}$	$\frac{1,8}{0,6-2,3}$	$\frac{1,4}{0,6-1,9}$	1,6	$M = 2-10$ м, ср. — 5 м, базальт, андезит
4	Бомбы вулканические, Ключевская группа	57	$\frac{1,5}{0,9-2,3}$	$\frac{1,7}{0,6-2,5}$	$\frac{1,5}{0,8-2,1}$	1,1	$M$ — до 1 м, ср. — 0,2 м, базальт
5	Шлаки, Ключевская и Карымская группы	19	$\frac{1,6}{0,8-2,6}$	$\frac{1,9}{0,6-3,2}$	$\frac{1,4}{0,8-1,8}$	1,2	Базальт, андезит, реже — дацит
6	Минеральные новообразования, Ключевская и Карымская группы	9	$\frac{0,5}{0,1-0,6}$	$\frac{0,2}{0,1-0,3}$	$\frac{0,2}{0,1-0,3}$	0,4	Хлориды, гейсериты, сульфаты

Окончание табл. 8

1	2	3	4	5	6	7	8
7	Жерловая фация, метасомтиты, Ключевская и Карымская группы	14	$\frac{1,8}{1,2-2,5}$	$\frac{1,3}{0,1-3,0}$	$\frac{1,2}{0,1-1,9}$	0,7	Фториды, опалиты, измененные базальты и андезиты
8	Подобные породы с наложением выветривания, вулканов Ключевской, Карымский, Кихпинич	13	$\frac{0,7}{0,3-1,2}$	$\frac{1,0}{0,4-2,4}$	$\frac{0,7}{0,2-1,2}$	1,4	Преимущественно апоандезиты
9	Измененные породы с глубины 20–400 м, влк. Асача	15	$\frac{2,0}{0,6-7,0}$	$\frac{5,6}{1,3-23,6}$	$\frac{3,3}{1,1-9,4}$	2,8	Характерна пропилитизация, апоациты
10	Гидротермически измененные породы влк. Кихпинич	18	$\frac{2,6}{1,1-3,3}$	$\frac{4,1}{1,1-8,0}$	$\frac{0,8}{0,1-4,8}$	1,6	Апоандезиты, преимущественно глины
11	Подобные породы с наложением выветривания, вулканов Ключевской и Кихпинич	4	$\frac{1,0}{0,1-3,0}$	$\frac{0,5}{0,1-0,9}$	$\frac{0,2}{0,1-0,6}$	0,5	Апоандезиты с почвой
<i>Итого:</i>		288					

Примечание. Среди измененных пород, показанных в табл., наибольшие содержания ЕРЭ обнаружены в пропилитах: U — до 7 (среднее — 2,0), Th — до 23,6 (среднее — 5,6), K — до 9,49 (среднее — 3,3); затем по уменьшению содержания ЕРЭ — глины и опалиты. В прочих измененных породах, в том числе в новообразованиях, содержание ЕРЭ меньше, чем в неизмененных породах. При наложении выветривания, кроме выноса возможен и привнос, причем уран, торий, калий мигрируют с разной интенсивностью.

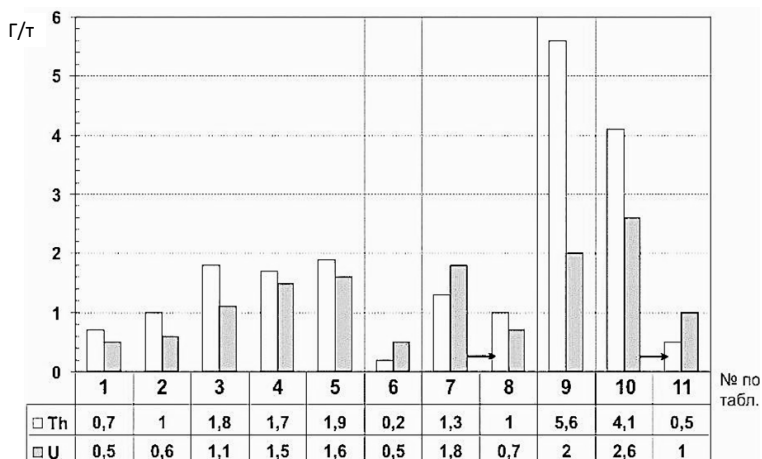


Рис. 9. Гистограмма распределения U и Th в вулканогенных породах различных фаций:

1–5 — неизменные породы; среди различных видов измененных пород и минеральных новообразований выделяются, прежде всего, наиболее чистые, куда относятся гейзериты, хлориды натрия и калия: 6 — сульфаты железа, 7 — жерловая фация, 9 — преимущественно метасоматиты, 10 — преимущественно глины; другие виды измененных пород: фториды, метасоматиты, пропилиты представляют собой смеси различных минеральных новообразований и могут рассматриваться по преобладанию какого-то вида изменений и соответственно новообразований; → — наложение выветривания на образование обозначенное в предыдущей пробе. При прочих равных условиях наиболее активно проявляется выветривание именно на измененных породах, что иногда хорошо видно, например, по преимущественному освоению простейшей растительностью лишайниками и мхами жерловых фаций, подвергшихся ранее активной газотермальной проработке и гидротермальным изменениям (анализы выполнены гамма-спектрометрическим методом в Аналитическом центре ИГиГ СО РАН)

Прямая связь выветривания с содержанием ЕРЭ наглядно выявляется при радиометрической съемке. Гамма-активность подвергшихся выветриванию жерловых фаций многочисленных шлаколавовых конусов Толбачинского дола, возраст которых не менее 1 тыс. лет, как правило, не превышает 4–6 мкР/ч, что на 15–30% ниже, чем на неизменных шлаках и лавах близкого химического состава, извергнутых подобными молодыми конусами современных извержений

БТТИ. Как показывают исследования микрограбена второго конуса СП БТТИ, в первые десятки лет после окончания извержения, интенсивность выделения фумарольных газов, медленно ослабевая, продолжается. При этом часть радона и торона сорбируется измененными породами, в результате чего гамма-активность возрастает и остается на высоком уровне пока не прекращается подпитка. После ее прекращения гамма-активность быстро падает. По нашей приблизительной оценке этот процесс в общих чертах завершается в течение первых сотен лет. На небольших (в пределах  $0,1 \text{ км}^3$ ) побочных прорывах влк. Ключевского гамма-активность падает после остывания моногенных вулканов в течение первых десятков лет. Приведем примеры побочных прорывов: Апахончич (1945), Былинкиной (1951), Белянкина (1953), Пийпа (1966). На этих объектах гамма-активность низкая — в пределах  $8 \text{ мкР/ч}$

Некоторые виды минеральных новообразований, в частности хлориды (табл. 8), характеризуются минимальным содержанием урана, что согласуется с данными некоторых предыдущих исследователей [93]. Немного больше ЕРЭ в сульфатах, хотя эти новообразования содержат заметное количество всевозможных примесей. Сравнительно выдержанным стабильным составом характеризуются гейзериты. Образование гейзеритов происходит в приповерхностных условиях при температуре  $\sim 100^\circ \text{C}$ , в нейтральной или слабощелочной среде. В таких условиях миграционная способность и содержание ЕРЭ в новообразованиях убывает в ряду  $U > Th > K$  [125].

Другие разновидности измененных пород, в первую очередь глины, характеризуются сравнительно высоким содержанием ЕРЭ, что согласуется с данными ряда предыдущих исследователей [4]. Причем, в глинах сравнительно высокое содержание тория обуславливает соответственно высокое значение индикаторного соотношения  $Th/U$  до 3,1.

Сравнительно высокие содержания урана и тория (до  $80 \text{ г/т}$ ) во фторидах (вернее в метасоматитах с примесью фторидов) были установлены С. И. Набоко и С. Ф. Главатских через 2 года после окончания извержения СП БТТИ в образованиях высокотемпературной фумаролы Ядовитой на 2-м конусе БТТИ, что на 2–3 порядка превышало их содержание в неизмененных базальтах того же извержения [100]. Через 7 лет после извержения содержание ЕРЭ в породах тех же фаций, отобранных в тех же местах снизилось до первых  $\text{г/т}$ , а через 15 лет после извержения содержание ЕРЭ в тех же породах

по данным  $\gamma$ -спектрометрических анализов было всего в 1,5–2 раза выше, чем во вмещающих породах (базальтах) [17].

В 2006 г.  $\gamma$ -активность на fumarole Ядовитой и на трещинах в микрограбене 2-го конуса СП БТТИ была заметно выше (~в 3 раза), чем в первые годы после извержения, и достигала 22 мкР/ч. Ниже фоновой (средней для неизмененных вмещающих пород) была  $\gamma$ -активность (~6 мкР/ч) газотермально-измененных пород жерловых фаций старых конусов Толбачинского дола (Алаида, Песчаных Горок, Каменистой, Бубочки), извергавшихся более 1–1,5 тыс. лет назад.

Представляется, что быстрое в геологическом масштабе времени (~первые сотни лет) снижение гамма-активности гидротермально измененных пород жерловых фаций обусловлено тем, что радионуклиды, вызывающие повышенную  $\gamma$ -активность этих фаций во время активной вулканической деятельности, обладают чрезвычайно малыми периодами полураспада. В ряду распада урана ( $^{238}\text{U}$ ) 98%  $\gamma$ -излучатели располагаются после радона. В ряду распада тория самым мощным  $\gamma$ -излучением обладает радиоизотоп  $^{208}\text{ThC}''$  (таллий), также расположенный в ряду распада после радона (торона) [125]. После окончания активной вулканической деятельности эманиции радиогенных газов в прижерловых зонах моногенных шлаколавовых конусов быстро (в течение десятков лет) слабеют, и дочерние продукты распада, лишённые поддержки материнских, сравнительно быстро теряют  $\gamma$ -активность. Кроме того, бо́льшая часть дочерних изотопов ЕРЭ выщелачивается под действием гипергенных процессов быстрее материнских [41].

Повышенное содержание ЕРЭ установлено в гидротермально измененных, пропилитизированных породах с глубин 20–400 м из керна скважин у подножья четвертичного влк. Асача. Причем содержание тория в пропилитах также повышенное, что обуславливает повышенное (до 2,9) торий-урановое отношение.

В описании распределения урана и тория в гидротермально-метасоматических образованиях докембрия, сделанных предыдущими исследователями [38], отмечается привнос и перераспределение урана с заметным возрастанием дисперсии и увеличением коэффициента вариации. Происходит накопление урана в темноцветах и рудных неурановых минералах: лейкоксене, хлорите, пирите. При общем содержании в породе этих минералов менее 10%, они концентрируют более 35% урана. В большей части гидротермально-метасоматических образований обычны значительные вариации урана и тория.

Низкое содержание ЕРЭ, особенно тория и калия и соответственно низкое торий-урановое отношение характерно для сульфатов и гейзеритов. «Ожелезнение», представляющее собой окисление большей части железа до трехвалентного состояния, происходит в результате вторичных процессов, сопровождающихся газотермальной проработкой вулканических пород [26]. Очевидно, при этом происходит перераспределение ЕРЭ приводящее к накоплению урана и частичному выносу тория и калия.

Среди разновидностей проанализированных гидротермально измененных пород выделяются:

1. Средне- и высокотемпературные минеральные новообразования большей частью воднорастворимые хлориды и сульфаты, образующиеся в прикратерных зонах, на горячих лавовых и шлаковых потоках и на фумаролах. К этой же группе мы отнесли гейзериты — сравнительно низкотемпературную ( $\sim 100^\circ\text{C}$ ) разновидность минеральных новообразований, кремнистых осадков из термальных вод. Содержание ЕРЭ в этих минеральных новообразованиях (преимущественно возгонах) обычно низкое, редко незначительно превышающее 0,5 г/т, причем Th и K меньше, чем U —  $\text{Th}/\text{U}$  и  $\text{K}/\text{U} \ll 1$ . Во время активной вулканической и поствулканической деятельности  $\gamma$ -активность этой группы минеральных образований может увеличиваться в связи с привносом гамма-излучателей радиогенными газами. Возможность этого явления отмечал В.В. Чердынцев [140]. С ослаблением или прекращением активного выхода радиогенных газов  $\gamma$ -активность бывших активных фумарольных зон быстро падает. Гипергенные процессы (выветривание), наряду с выносом воднорастворимых соединений, способствуют сравнительно быстрому снижению содержаний ЕРЭ в ряду:  $\text{U} > \text{Th} > \text{K}$ .

2. Следующая разновидность измененных пород представляет собой преимущественно жерловые фации. В этих породах содержание ЕРЭ почти такое же повышенное, как в эксплозивных породах за счет преимущественного привноса урана (радия), содержание U — 1,8/(1,2–2,50) г/т. В связи с этим индикаторные отношения  $\text{Th}/\text{U}$  и  $\text{K}/\text{U}$  в данных разновидностях измененных пород пониженные, среднее по 14-ти пробам — 0,7 и 0,7 соответственно. При наложении выветривания из этих пород наиболее интенсивно, по сравнению с торием и калием, выносятся уран, среднее по 13-ти пробам U — 0,7/(0,3–1,2). В связи с этим торий-урановые и калий-урановые (в меньшей степени) отношения возрастают, среднее  $\text{Th}/\text{U}$  — 1,4;  $\text{K}/\text{U}$  — 1,0).

3. Выделяются гидротермально измененные, пропилитизированные породы с глубин 20–400 м из скважин у подножья плейстоценового погасшего влк. Асача. Они обладают наиболее высоким, среди описываемых, содержанием ЕРЭ, причем наряду с ураном содержат сравнительно много тория и калия. Индикаторные, особенно торий-урановые, в меньшей степени калий-урановые отношения в этих породах повышенные — соответственно 2,8 и 1,6. Состав проанализированных пород до изменения соответствовал, очевидно, андезито-дацитам.

4. Другая разновидность гидротермально измененных пород — глины. Развиты, в частности, на обширных геотермальных полях Кихпиньчского долгоживущего вулканического центра. Изначально эти породы имели, вероятно, андезитовый, андезито-дацитовый состав. Вследствие продолжительной, более нескольких сотен, возможно, тысяч лет, гидротермальной проработки они превратились в монтмориллонитвые и каолиновые глины [78]. Содержание ЕРЭ, особенно урана и тория, в породах этой разновидности сравнительно высокое и стабильное, при относительно небольшом и не стабильном содержании калия.

При наложении выветривания породы этой разновидности теряют наиболее заметно калий и торий, меньше уран. В общих случаях при выветривании глинистых образований уран, вероятно, выносятся не менее активно, чем торий и калий. Менее подвижен в таких условиях радий, присутствующий, возможно, в сульфатных соединениях [17]. По радию и делается определение при гамма-спектральном методе. Данные, приведенные в табл. 8, скорее всего, показывают вынос не урана, а радия, и могут быть реальны лишь при условии радиоактивного равновесия этих радиоизотопов.

В целом, сопоставление анализов ЕРЭ в разных типах измененных пород от поверхностных до находящихся на глубинах в первые сотни метров показывает, что активному переносу подвергается не только уран, но также торий и калий. Это положение, кроме результатов наших работ подтверждается данными предыдущих исследователей [4, 100, 141]. Обнаружение микроколичеств тория в газовом конденсате с лавового потока СП БТТИ было отмечено предшествующими исследователями [123].

***Гамченская вулканотектоническая структура*** образует отдельный блок, представляющий собой линейно-кольцевую структуру, осложненную депрессией, в пределах которой находится наследованно-наложенный Гамченский ряд вулканов (рис. 10).

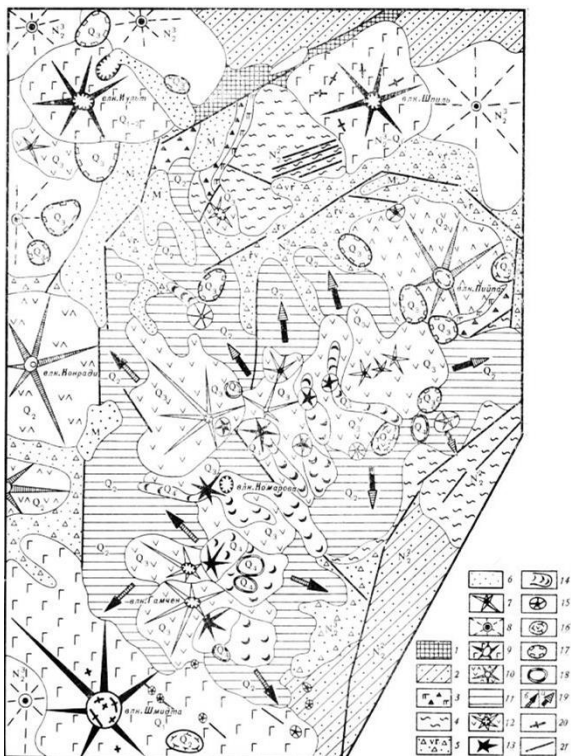


Рис. 10. Схематическая геологическая карта

Гамченской вулканотектонической структуры [по: 11, 12]:

1 — сланцы мел-палеогеновой толщи; 2 — туфогенные образования Щапинской свиты; 3 — вулканогенные образования Щапинской свиты, мегаплагиофировые лавы и туфы основного состава; 4 — дацитовые игнимбриты Щапинской свиты; 5 — туфы и туфрбрекчи Тумрокского комплекса; 6 — моренные (М) верхнеплейстоценовые ледниковые отложения; 7 — реконструированные вулканы Тумрокского комплекса; 8 — щитообразные вулканы Иульского комплекса; 9 — Среднеплейстоценовые вулканы андезитодацитового состава; 10 — останцы вулканов Богдановича и Меннера; 11 — верхнеплейстоценовые стратовулканы с андезитовыми вершинными кратерами; 12 — верхнеплейстоценовые стратовулканы среднего состава; 13 — голоценовые лавовые конусы основного состава; 14 — голоценовые лавовые потоки основного состава; 15 — голоценовые шлаковые конусы основного состава; 16 — среднеплейстоценовые экзтрузии андезитового состава; 17 — верхнеплейстоценовые экзтрузии дацитового состава; 18 — голоценовые купола, экзтрузии дацитового состава; 19 — направление движения лавовых потоков влк. Меннера и Богдановича; 20 — основные дайки жерловых фаций; 21 — главные зоны разломов

В 1978–1980 гг. было проведено расширенное исследование содержания и распределения радиоактивных элементов в вулканогенных породах базальт-дацитовый и андезитовой формаций Гамченской вулcano-тектонической структуры.

Содержание ЕРЭ в наиболее типичных разновидностях пород, включающих мел-палеогеновый фундамент, базальты и игнимбриты Шапинской свиты, вулканиты Тумрокского и Иультского комплексов и голоценовые вулканические и субвулканические породы, определено гамма-спектрометрическим и трековым методами. В формировании Гамченской вулканотектонической структуры принимают участие вулканогенно-терригенные и вулканогенные образования шапинской свиты ( $N_2^2$ ), вулканогенные образования Тумрокского ( $N_2^3 — Q_1$ ) и Иультского комплексов ( $Q_1 — Q_4$ ).

Отложения Шапинской свиты нижнеплиоценового возраста и перекрывающие ее образования Тумрокского и Иультского комплексов верхнеплиоцен-четвертичного возраста формируют верхний послескладчатый структурный этаж. Вулканогенные образования шапинской свиты несогласно залегают на сложно дислоцированных мел-палеогеновых аргиллит-алевролитовых отложениях и представлены серией лавовых потоков мегаплагиофировых и оливиновых базальтов, которые выше сменяются пачками игнимбритов, переслаивающихся с основными лавами и туфобрекчиями [148].

Начальный этап шапинского вулканического цикла сопровождался мощной вспышкой эффузивного базальтового вулканизма, в след за которой формировались дацитовые игнимбриты. В конце цикла синхронно с центром кислого вулканизма продолжали действовать центры излияний основной магмы. Закончился этап серией дацитовых игнимбритовых покровов (плато Оленья тундра). Таким образом, в результате первого цикла вулканизма сформировалась контрастная базальт-дацитовая серия.

Новая вспышка вулканизма проявилась в конце верхнеплиоценового времени и связана с формированием андезитовых вулканогенных образований Тумрокского комплекса. В пределах Гамченской структуры реконструируются два центра извержения, большинство же построек расположено у западной границы структуры, на хребте Тумрок. В разрезах вулканических построек преобладает пирокластический материал среднего состава. Для верхней части разрезов характерны андезито-дацитовые псефитовые туфы, грубая слоистость с чередованием отдельных андезито-базальтовых пото-

ков. Экструзивные образования комплекса, завершающие вулканический цикл, представлены андезитами и приурочены к жерловым фациям эруптивных центров.

Дальнейшая четвертичная история развития структуры характеризуется непрерывным вулканизмом в пределах Гамченского ряда вулканов, рассматриваемых в составе Иультского вулканогенного комплекса.

Гамченский ряд вулканов представляет собой линейно-вытянутый вулканический массив, состоящий из 20-ти мелких и крупных вулканических построек четвертичного возраста. Формирование вулканов Гамченского ряда происходило в несколько этапов.

Первый этап связан с формированием щитового крупного влк. Шмидта на юге и влк. Шпиль на севере. Разрез вулканических построек характеризуется сериями лавовых потоков основного состава. Заложение вулканов связано с зоной разломов северо-восточного направления на границах блоков, ограничивающих депрессию.

Второй этап связан с формированием лавовых андезито-дацитовых вулканов среднеплейстоценового возраста (с севера на юг — влк. Пийпа, Богдановича, Меннера). Влк. Меннера и Богдановича расположены в центре структуры и перекрыты более молодыми образованиями. Их постройки ограничены разломами. Влк. Пийпа сохранился в виде самостоятельной постройки. Все три вулкана приурочены к зоне глубинных разломов север-северо-восточного направления, контролирующей и последующие вулканические проявления. В постройке влк. Пийпа туфы преобладают над лавами. Общей закономерностью для перечисленных вулканов является смена продуктов извержения от андезитов до дацитов. Завершается второй этап экструзивным магматизмом андезитового состава.

Третий этап вулканизма Гамченского ряда вулканов — формирование стратовулканов (влк. Колхозный, Гаврилова, Высокий, Гамчен) верхнеплейстоценового возраста. Вулканы приурочены к опущенным блокам среднечетвертичных построек влк. Богдановича и Меннера, представлены лавами и туфами андезитового состава. На заключительной стадии развития вулканов по кольцевым и оперяющим разломам внедрились небольшие порции магмы, сформировавшие лавовые конусы и экструзивные купола.

Четвертый, заключительный, этап четвертичного цикла вулканизма проявился в голоцене с возникновением андезитовых вулканов (влк. Малый, Гаврилова, Высокий, Комарова), а в районе влк.

Шмидта — ареальным типом вулканизма связанного с формированием моногенных шлаковых конусов основного состава. Экструзивный магматизм проявился образованием куполов липаритового и отдельных экструзий андезитового составов.

Таким образом, история развития вулканизма Гамченской вулканотектонической структуры отражает общие закономерности плиоцен-четвертичного тектоно-магматического цикла Восточно-Камчатской вулканической зоны. В результате вулканической деятельности были сформированы две серии пород, базальт-дацитовая и андезитовая формаций. Вулканическая деятельность в структуре развивалась с незначительными перерывами в течение трех крупных циклов вулканизма общей продолжительностью порядка 4–6 млн лет.

Выделенные серии вулканических пород относятся к известково-щелочному типу и различаются по петрохимическим индексам Пиккока и Ритмана. В данном случае щелочи являются наиболее чувствительным индикатором, отражающим своеобразие магматических серий [109]. Значительные колебания в содержании щелочей отмечаются как для основной, так и для кислой группы пород рассматриваемых комплексов.

Из всех типов пород вулканогенных комплексов было произведено 30 анализов на уран, торий и калий гамма-спектрометрическим методом и 18 анализов урана — методом треков индуцированного деления (табл. 9). Методика анализов описана в работах Пузанкова и др. [105], Андреева [8].

В образцах, проанализированных обоими методами, по данным трекового анализа, содержание урана немного выше. Это связано с тем, что при трековом методе исключались из анализа вкрапленники размером более 0,5 мм, в которых содержание урана обычно ниже, чем в основной массе, и с техническими особенностями применения трекового метода [43]. Для продуктов извержения четвертичных вулканов Камчатки среднее торий-урановое отношение — 1,5, а для продуктов извержения Гамченской структуры — 1,3. Полученные значения выше, чем в вулканитах Карымской структуры [58, 93], находящейся на юге вулканической зоны, но сопоставимы с продуктами извержений влк. Хангар [105] и Толбачик (ЮП БТТИ) [8]. Сравнительно высоким содержанием урана (2,5 г/т) характеризуются аргиллит-алевроитовые сланцы складчатого фундамента и близкие к ним по содержанию этого элемента разновозрастные алевролиты валагинской свиты [106].

Таблица 9

Содержание U, Th, K в вулканитах Гамченского ряда  
вулканотектонической структуры Щапинского вулканического цикла

U			Th, г/т	K, %	Th/U	Комплексы, вулканы
По Ra, г/т	По трекам, г/т	В сгущениях, %				
2,1	2,5	10	5,2	2,2	2,5	Фундамент — сланцы*
1	2	3	4	5	6	7
<i>Начальный этап</i>						
0,35	0,4	—	0,8	1,5	2,0	Базальты Щапин- ской свиты
0,65	0,8	—	1,5	0,98	2,3	
2,1	2,3	—	3,2	1,85	1,5	Игнимбриты Щапинской свиты
1,5	—	—	2,7	1,66	1,8	
1,8	—	—	2,3	1,73	1,3	
1,2	1,5	—	2,8	1,33	1,5	
<i>Второй этап</i>						
0,52	0,9	—	0,2	—	0,4	Тумрокский комплекс
0,5	0,9	—	0,2	0,32	0,4	
0,6	—	—	0,2	0,34	0,3	
—	2,3	15	—	—	—	
<i>Третий этап</i>						
1,0	—	—	0,9	0,63	0,9	Иультский комплекс
0,91	—	—	0,9	0,64	1,0	
0,85	—	—	1,1	0,69	1,3	
0,80	—	—	1,2	0,80	1,4	
0,7	—	—	1,2	0,93	1,6	Влк. Богдановича
0,4	0,4	—	0,6	0,69	1,5	
1,0	1,2	—	1,4	0,80	1,2	
0,2	0,2	—	0,3	0,27	1,3	
1,3	—	—	1,8	1,34	1,4	Влк. Пийпа
1,2	1,5	—	1,8	1,33	1,5	
1,2	1,8	3	1,65	1,26	1,4	
1,7	1,0	—	1,1	0,64	1,6	

Окончание табл. 9

1	2	3	4	5	6	7
<i>Четвертый этап</i>						
1,2	1,3	15	1,9	1,33	1,6	Экструзии влк. Пийпа
1,4	2,0	15	1,9	1,31	1,3	
0,9	1,4	–	1,2	0,97	1,3	
2,4	–	–	5,3	2,77	1,2	Влк. Высокий
1,7	–	–	1,4	0,98	0,8	
1,6	–	–	1,9	1,12	1,2	
1,6	–	–	1,9	1,12	1,2	Влк. Комарова
1,0	–	–	2,0	0,92	2,0	
1,2	2,3	20	2,0	0,97	1,7	

Примечание. \* — сланцы мел-палеогеновые, жилы в них, возможно, моложе. Трековый метод показывает немного больше урана [8]. По мере развития структуры средний состав пород приближается к андезитам, а Th/U отношение ЕРЭ соответствует среднему значению, характерному для четвертичных вулканитов Камчатки. С дифференциацией вещества на заключительных этапах развития тектономагматических циклов и появлением экструзивных образований возрастает неравномерность микрораспределения урана.

Вулканогенные образования щапинской свиты отличаются сравнительно большим содержанием урана и тория, а также повышенным торий-урановым отношением. С увеличением щелочности отмечается тенденция к увеличению торий-уранового отношения с преобладанием в породах, более основного тория. Видимо, при длительном периоде покоя процесс накопления щелочей и радиоактивных элементов интенсивнее проявляется в верхних зонах генерации магматических очагов. Поэтому при последующих извержениях в начале вулканического цикла содержание радиоактивных элементов и торий-урановое отношение может быть относительно высоким, что наглядно прослеживается при формировании вулканитов Щапинской свиты и Иультского комплекса. Вулканиты Тумрокского комплекса характеризуются самыми низкими содержаниями тория, урана и калия и малым торий-урановым отношением. В базальтах Тумрокского комплекса торий-урановые отношения в среднем в 5 раз ниже, чем в породах такого же типа, относящихся к Щапинской свите, и в 3 раза меньше, чем в базальтах Иультского комплекса.

В андезитах Иультского комплекса содержание и соотношение радиоактивных элементов соответствуют средним значениям для вулканитов структуры; вариации содержаний этих элементов относительно небольшие. Экструзивные образования выделяются заметными вариациями по содержанию и соотношению радиоактивных элементов. Это может быть связано с избирательным выщелачиванием тория термальными растворами [12].

Как показывают наблюдения на активных вулканах, формирование лавовых куполов и экструзий происходит значительно раньше, чем становление лавовых потоков и соответственно процесс выщелачивания в первом случае значительно интенсивнее и продолжительнее. Среднее содержание радиоактивных элементов и торий-урановые отношения в игнимбритах выше, чем в экструзиях и лавовых образованиях близкого петрохимического состава. Наши данные согласуются с результатами, полученными Г.В. Дитмаром при исследовании игнимбритов, лав и туфов [68]. Очевидно, это связано с тем, что становление игнимбритовых потоков происходило быстрее и в более окислительной обстановке по сравнению с экструзивными образованиями. По данным ряда исследователей, например В.П. Ковалева [82], уран в поверхностных условиях более подвижен по сравнению с торием. По-видимому, газовый вынос урана в покровных фациях проявляется сильнее, чем при формировании экструзий.

Микрораспределение урана в вулканитах структуры исследовалось трековым методом. В основной массе плотность треков была в среднем на порядок выше, чем в фенокристаллах порообразующих минералов. Такое распределение урана обычно для эффузивных пород, хотя по данным некоторых исследователей [43] может быть и более контрастным. В сланцах мелового фундамента были встречены аномальные зоны с резко повышенной, по сравнению с фоновой, концентрацией треков. Эти зоны (рис. 11), шириной в сотые и длиной в десятые доли миллиметра, очевидно, являются микропрожилками, обогащенными ураном.

В экструзиях, реже — в лавовых потоках, наблюдались аномалии, в которых плотность треков на 2–3 порядка превышала среднюю для данного образца. Размер таких сгущений обычно не превышал 0,02 мм, строение — радиально-лучистое. Подобные аномалии в распределении урана наблюдались в базальтах Толбачинского извержения 1975–1976 гг. [8], которые, вероятно, связаны с урансодержа-

щими акцессорными минералами. В экструзивных образованиях отмечены отдельные участки размером до 2–3 мм (рис. 12), где до 20% урана было сосредоточено в аномальных сгущениях-звездочках. Преимущественное накопление урана в некоторых кристаллах изверженных пород, по мнению Ю.М. Пузанкова и др. [105], связано с кристаллизационной дифференциацией.

Изменения в содержании урана и тория имеют как вещественную, так и временную направленность. С возрастанием общей щелочности пород происходит увеличение торий-урановых отношений, что наблюдается при формировании контрастной серии пород щапинской свиты и отчетливо прослеживается в вулканитах основного состава Тумрокского и Иультского комплексов.

Небольшое увеличение торий-уранового отношения в игнибритах по сравнению с экструзивными и лавовыми образованиями близкого химического состава, возможно, связано с неравномерным газовым переносом урана и тория.

Проведенные исследования по распределению радиоактивных элементов в крупном долгоживущем вулканическом центре Гамченской вулcano-тектонической структуры показали, что даже при низких содержаниях радиоактивных элементов в породах, результаты этих работ могут использоваться при разделении вулканитов сложных магматических комплексов отдельных вулканических аппаратов и их фаций (рис. 13).

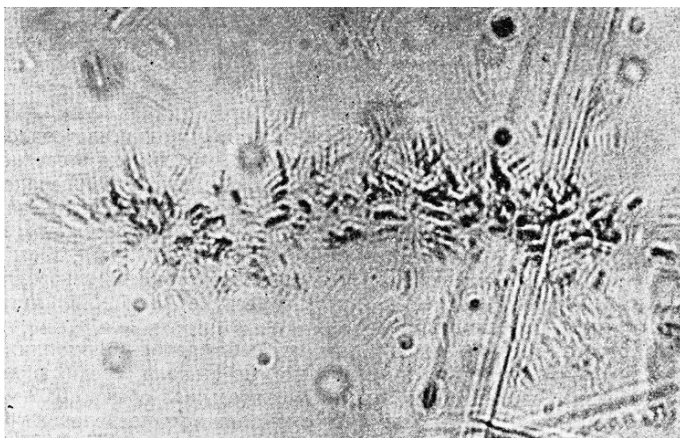


Рис. 11. Протяженные сгущения треков (<sup>235</sup>U) в алевроитовых сланцах мел-палеогенового фундамента

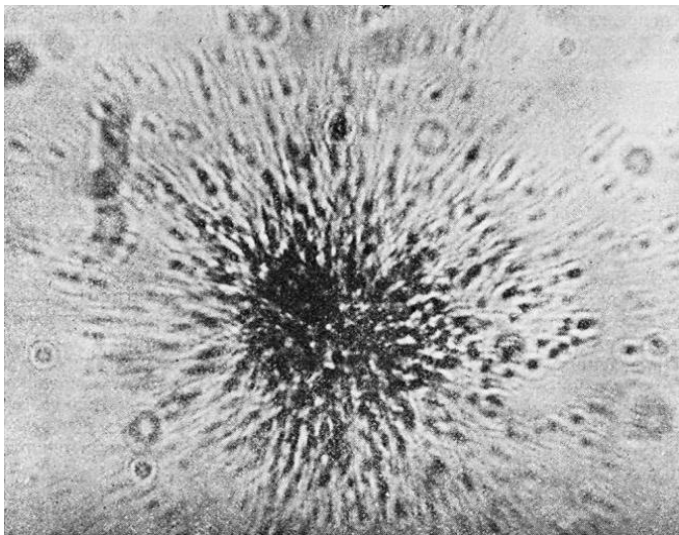


Рис. 12. Сгущения «звездочки» урана в дацитовых экструзиях Гамченского ряда вулканов

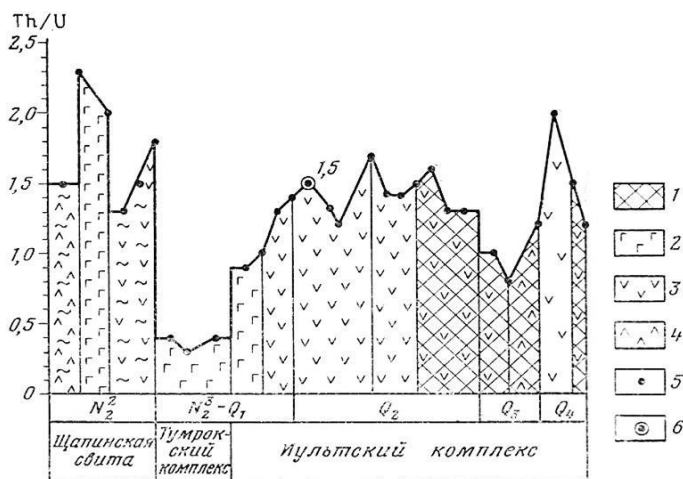


Рис. 13. Диаграммы торий-урановых отношений в породах Гамченского ряда вулканов:

1 — экструзии Июльского комплекса; 2 — базальты; 3 — андезиты; 4 — дациты; 5 — численное содержание отношений; 6 — среднее значение отношений радиоактивных элементов для Камчатки

### 2.5. Содержание урана в водотоках вблизи действующих вулканов и в водных вытяжках из вулканогенных пород

Измерения содержания урана в водных вытяжках показали четкие различия этого параметра в водах и водных вытяжках разных типов (табл. 10). Минимальные концентрации урана зафиксированы в застойных водах, образующихся из атмосферных осадков, многолетнемерзлых толщ и в верховых болотах —  $n \times 10^{-8}$  г/л (пробы №3, 5, 7, 9, 10). В водах, фильтрующихся через толщи вулканических пород, содержания урана немного выше —  $n \times 10^{-7}$  г/л (пробы №4, 6, 8). В водных вытяжках, обогащенных минеральными новообразованиями, в том числе водорастворимыми, содержания урана достигают  $n \times 10^{-5}$  г/л (пробы №1, 2). В кислой воде (рН = 0,8) кратерного озера влк. Малый Семячик зафиксировано максимальное содержание урана —  $5,3 \times 10^{-4}$  г/л, что сопоставимо с водами зон урановой минерализации [41].

Кратерное озеро, по геологическим данным в течение последних десятков лет, существует достаточно долго [58]. Мощный тепловой поток, поддерживающий в продолжение последних десятков лет высокую температуру  $\sim 40^\circ\text{C}$  и минерализацию  $\sim 40$  г/л сопоставим с продолжительным вулканическим извержением средней мощности [85].

Таким образом, наличие и существенное влияние ювенильной составляющей в сравнительно продолжительном активном состоянии озера очевидно. Главный источник урана, вероятно, также ювенильный, хотя какая-то часть этого элемента могла выноситься — выщелачиваться из вмещающих пород, что соответствует представлениям предыдущих исследователей [100]. Вряд ли эта добавка из вмещающих пород могла быть существенной, поскольку канал поступления флюида сформировался, вероятно, достаточно давно, и самоизоляция этого канала — образование на его стенках слабопроницаемой зоны измененных пород — препятствовала выщелачиванию большого объема вмещающих пород. Повышенное содержание ЕРЭ в опалитах (табл. 8), очевидно, также является результатом воздействия ювенильного флюида.

Таблица 10

Содержание урана в водах и водных вытяжках  
из минеральных новообразований и вулканических пород

№ п/п	Местоположение	Условия обработки и анализа	U, г/л	Объект, примечание
1	Подножье Южного конуса БТТИ	Вытяжка 24 часа	$1,7 \times 10^{-5}$	Белые возгоны, шлак, $T = 400^\circ \text{C}$ , $v = 13 \text{ мкР/ч}$
2	«	Кипячение 40 мин.	$2,6 \times 10^{-5}$	Шлак
3	Северное подножье Южного конуса БТТИ	Вытяжка 24 часа	$4 \times 10^{-8}$	Шлак, $v = 14 \text{ мкР/ч}$
4	«	Кипячение 40 мин.	$2,2 \times 10^{-7}$	Шлак
5	Провал к западу от г. Высокой	Лазерный анализатор	$3,7 \times 10^{-8}$ $6 \times 10^{-8}$	Застойная вода, $V = \sim 5000 \text{ л}$
6	Исток р. Озерной БТТИ	Лазерный анализатор	$5 \times 10^{-7}$ $4,6 \times 10^{-7}$	$R = \sim 2 \text{ м}^3/\text{сек.}$ , $v = 12 \text{ мкР/ч}$
7	Озерко в 2-х км западнее ЮП БТТИ	Лазерный анализатор	$6 \times 10^{-8}$ $2,4 \times 10^{-8}$	Застойная вода, $V = \sim 20 \text{ м}^3$ , $v = 11 \text{ мкР/ч}$
8	Пещера у ЮП БТТИ	Лазерный анализатор	$4,5 \times 10^{-7}$ $3,4 \times 10^{-7}$	Застойная вода, $V = \sim 5 \text{ м}^3$ , $v = 10 \text{ мкР/ч}$
9	Кл. Заболочный у истока р. Озерной	Лазерный анализатор	$7 \times 10^{-8}$ $4,3 \times 10^{-8}$	Водоток, $R = \sim 0,1 \text{ м}^3$ , $v = 10 \text{ мкР/ч}$
10	Р. Киргурич, естественная каменная ванна, южное подножие вкл. П. Толбачик	Лазерный анализатор	$5 \times 10^{-8}$ $4 \times 10^{-8}$	Застойная вода, $V = \sim 1 \text{ м}^3$ , $v = 12 \text{ мкР/ч}$
11	Кратер влк. Троицкого	Лазерный анализатор	$5,3 \times 10^{-4}$	06.1992 г., $\text{pH} = 0,8$ , $T = 12^\circ \text{C}$ , $v = 9 \text{ мкР/ч}^*$

Примечание. Кратерное озеро влк. М. Семячик или кратер Троицкого в период 1960–1980 гг., несмотря на большой объем воды — порядка  $n \times 10^7 \text{ м}^3$ , высоту уреза воды  $\sim 1300 \text{ м}$  над уровнем моря и глубину до  $140 \text{ м}$ , сохраняло высокую температуру воды порядка  $40^\circ \text{C}$  с минерализацией до  $40 \text{ г/л}$  [85]. По расчетам А. П. Горшкова, такая повышенная температура и минерализация воды постоянно поддерживалась мощным потоком перегретого магматического газа (флюида), температура которого была  $\gg 100^\circ \text{C}$ , а расход порядка  $100 \text{ кг/сек.}$  [65].

## Глава 3

# РАДИОАКТИВНОЕ РАВНОВЕСИЕ

### 3.1. Общие положения

Радиоактивное равновесие между материнскими и дочерними радионуклидами в рядах распада в общем случае определяется соотношением  $N_1/\lambda_1 = N_2/\lambda_2$ , где  $N_1$  — число атомов материнского изотопа,  $\lambda_1$  — константа распада материнского изотопа,  $N_2$  — число атомов дочернего изотопа,  $\lambda_2$  — константа распада дочернего изотопа [125].

Крупное исследование радиоактивности современных вулканических пород действующих вулканов Камчатки было проведено Н. А. Титаевой и др. [122]. Исследователями было установлено сравнительно высокое содержание радия в породах влк. Карымского, извергнутых в 1964 и 1970 гг. Отношение Ra/U в большинстве проанализированных пород превышало равновесное (в исследованных породах имелся избыток изотопа  $^{226}\text{Ra}$ , не подкрепленного материнским изотопом  $^{238}\text{U}$  и промежуточными радионуклидами). Близкие к замеренным в лавах влк. Карымского отношения Ra/U определены и в лавах влк. Плоский Толбачик, большей частью современных или не старше 10 000 лет — времени достаточном для установления равновесия между ураном и радием).

Ведущие специалисты в области исследований ЕРЭ в вулканическом процессе констатируют, что в магматическом расплаве не происходит разделения материнских и дочерних изотопов урана и тория. Это подтверждается анализами, показывающими относительную равновесность «свежих» образцов, отобранных в начале извержения. Процесс активного разделения радионуклидов по массе и химическим свойствам начинается при дегазации расплава и продолжается при поствулканической, в частности, гидротермальной деятельности [8, 21, 100]. При этом не всегда можно четко определить начало постмагматического процесса на конкретных исследуемых породах.

### 3.2. Нарушение радиоактивного равновесия в магматическом и постмагматическом процессе

Наше исследование распределения ЕРЭ (U, Th, Ra, K) в современных изверженных породах влк. Карымский, кальдеры Академии Наук (кратера Токарева, образовавшегося в 1996 г.) и извержения 1975–1976 гг. влк. Новых Толбачинских, а также в минеральных новообразованиях этих и некоторых других действующих вулканов Камчатки показало, что в большинстве случаев характерно соотношение:  $Ra > U > Th$ . Мы пока не располагаем данными по распределению других дочерних изотопов  $^{238}U$  и  $^{232}Th$ , кроме  $^{226}Ra$  и  $^{222}Rn$ . Тем не менее, вслед за Виленским [51] можно предполагать с большой долей достоверности, что радиоактивное равновесие при извержениях или вскоре после извержений нарушается в рядах распада уранов и тория. О нарушении равновесия между материнскими и дочерними радионуклидами урана и тория при поствулканической деятельности подводного влк. Пийпа будет сказано далее.

По распределению и содержанию U и Th андезито-дациты влк. Карымского и базальты влк. Новых Толбачинских близки. В изверженных в 1996 г. породах кальдеры Академии Наук отмечаются большие вариации содержаний ЕРЭ. В минеральных новообразованиях (хлориды натрия и калия, сульфаты, фториды, опалиты, гейзериты) содержание урана сопоставимо с неизменными породами, содержание тория и калия в большинстве из них низкое по сравнению с неизменными породами.

Практически все имеющиеся к настоящему времени работы по определению содержания ЕРЭ в вулканогенных породах оставляют открытыми ряд вопросов, в частности, о причинах существенных вариаций содержания и соотношения этих элементов. Появление новых методов анализов, а также продолжающиеся извержения вулканов делают актуальным исследование ЕРЭ в современных вулканических породах. Привлекая новый материал и сопоставляя его с известными данными, мы попытались осветить некоторые традиционные вопросы, касающиеся причин распределения ЕРЭ в вулканиках. Среди многих факторов, влияющих на распределение ЕРЭ в вулканогенных породах, рассмотрены лишь те, которые представляются нам наиболее существенными.

Результаты анализов ЕРЭ в породах ряда современных вулканов, в том числе изверженных в 1975 г. вулканитов влк. Новых Толбачинских, изверженных в 1996 г. породах влк. Карымский, кратера

Токарева (кальдеры Академии Наук), а также в минеральных новообразованиях, отлагающихся у фумарол и термальных источников Восточного вулканического пояса Камчатки. Исследованные породы принадлежат вулканам Восточного вулканического пояса, различным по составам вулканитов и динамике извержений.

Во время извержения влк. Карымский и вскоре после окончания извержения в кальдере Академии Наук были отобраны и исследованы наиболее характерные разновидности изверженных пород. Одновременно были также проанализированы разновидности пород вулканических и поствулканических этих и некоторых других вулканов, отобранные ранее.

Гейзериты (кремнистые осадки) были отобраны около выходов термальных вод источников Академии Наук и по истечении нескольких лет после субкавального извержения 1996 г. в той же одноименной кальдере (Академии Наук). Хлориды были отобраны около фумарол с температурой  $> 100^\circ\text{C}$  на конусах БТТИ в 1980 г. и в кратере влк. Карымский при  $T \sim 100^\circ\text{C}$  в межэруптивный период в 1989 г. Сульфаты были взяты в Активной воронке влк. Мутновский у фумарол с  $T \sim 500^\circ\text{C}$ . в 1995 г. Опалиты (с кремнистыми осадками и сульфатами) были отобраны около остывших фумарол на берегу термального озера в кратере влк. Малый Семячик в 1974 г. Фториды были взяты около фумаролы второго конуса БТТИ «Ядовитой» дважды: в 1985 г. при  $T = 900^\circ\text{C}$ , и в 1989 г. — при  $T = 400^\circ\text{C}$ . Для большинства исследованных пород приведены химические анализы (табл. 11, 12).

Анализы радиоактивных элементов U, [Ra], Th, K были выполнены в ОИГГ, г. Новосибирск, часть анализов U [общ.] — ( $^{238}\text{U}$ ) была выполнена там же, другая часть — в СНИИГИМС, г. Томск. Методика анализов детально описана в работах Вертмана [50], Пузанкова и др. [105].

В изверженных в 1996 г. породах влк. Карымского обнаружено от 1,4 до 2,0 г/т урана; Th/U отношение в этих породах составляло от 0,65 до 0,96; K/U отношение<sup>2</sup> — от 0,67 до 1,06; Ra/U отношение варьировало от 1,30 до 1,67 (табл. 13).

---

<sup>2</sup> При сравнении K/U отношений с другими, например, Th/U, следует учитывать, что U и Th измеряются в г/т, а K — в вес. %, поэтому K/U (1% / 1 г/т) отношение, равное 1 следует умножать на  $10^4$ . Обычно отношения K/U приводятся без учета коэффициента  $10^4$ .

Таблица 11

Химический состав пород влк. Карымской и кальдеры Академии Наук  
(кратера Токарева), изверженных в 1996 г.

Окислы	Пробы пород, мас. %									
	A11-96	A24-96	A26-96	A48-96	A49-96	A50-96	A68-96	A80-96	Г30-96	K31-96
SiO <sub>2</sub>	62,28	62,52	62,00	62,62	63,70	63,70	74,74	74,74	67,50	53,06
TiO <sub>2</sub>	0,98	0,89	0,92	0,89	0,92	0,55	0,52	0,32	0,64	0,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,64	16,92	16,54	16,54	16,38	15,14	14,42	13,40	15,20	19,71
Fe <sub>2</sub> O	1,99	2,60	2,30	2,65	2,29	1,60	1,95	0,79	1,28	2,61
FeO	5,47	4,75	5,38	5,56	5,01	2,30	1,87	2,02	2,55	5,29
MnO	0,07	0,05	0,13	0,12	0,10	0,08	0,03	0,02	0,07	0,17
MgO	1,88	1,87	1,92	1,79	1,88	0,94	1,13	0,19	1,12	4,50
CaO	4,62	4,54	5,00	4,62	4,34	3,51	2,21	0,78	2,68	10,14
Na <sub>2</sub> O	3,06	3,63	3,68	3,53	3,58	2,80	2,91	3,48	3,86	2,65
K <sub>2</sub> O	1,39	1,68	1,63	1,68	1,63	1,68	3,04	2,77	1,88	0,93
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,52	0,10	0,14	0,18	0,08	2,54	0,20	0,44	0,13	0,12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,49	0,12	0,11	0,53	0,42	5,50	1,04	0,47	2,58	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,25	0,25	0,25	0,24	0,16	0,16	0,25	0,09	0,16
Сумма	99,54	99,82	100,00	99,82	99,49	100,5	100,10	99,67	99,58	100,11

Примечание. Породы, изверженные влк. Карымский в марте — мае 1996 г.: *бомбы* A11-96, A24-96 — монолитные; A26-96 — пористая; A48-96 — лава. Породы, изверженные 02.01.1996 г. в кальдере Академии Наук: *бомбы* A49-96 — пористая; K31-96 — плотная; A80-96 — обсидиан, местами вспученный, типа хлебной корки; Г30-96, A68-96 — пемзовые, ксенолиты; A50-96 — гранит (аналитик Г. Ф. Лец, Ин-т вулканологии ДВО РАН).

Таблица 12

Химический состав пород и минеральных новообразований  
влк. Малый Семячик, БТТИ и кальдеры Академии Наук

Компоненты	Пробы пород, мас. %									
	A-3/85	A-4/85	A-5/85	A-6/85	A-7/85	A-9/85	A-11/95	A-8/85	A-444	A28-96
SiO <sub>2</sub>	51,26	54,54	51,54	50,30	50,42	57,10	51,32	23,48	81,88	80,50
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,82	1,13	1,10	0,69	0,69	1,56	0,68	0,80	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,90	17,47	15,83	16,24	15,94	17,41	15,35	17,50	0,63	5,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,25	6,81	7,20	2,64	2,68	4,91	2,62	1,43	0,15	1,11
FeO	4,32	1,61	2,88	7,26	7,49	3,02	6,62	0,32	0,23	1,15
MnO	0,12	0,12	0,14	0,13	0,14	0,11	0,13	0,05	СЛ	0,01
MgO	9,27	5,58	7,15	7,21	7,32	5,09	8,02	5,64	СЛ	0,60
CaO	9,70	7,82	8,72	9,48	9,40	4,96	9,58	13,08	5,02	0,50
Na <sub>2</sub> O	3,31	3,13	2,95	2,95	3,01	2,50	2,89	2,70	СЛ	0,26
K <sub>2</sub> O	1,14	1,34	1,26	1,54	1,54	1,68	1,26	0,81	СЛ	0,64
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,16	0,12	0,10	0,16	0,50	0,06	2,69	2,50	5,85
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,28	0,28	0,47	0,21	0,13	1,72	0,19	14,13	5,66	4,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,19	0,23	0,37	0,37	0,20	0,25	0,30	0,04	0,03
F <sup>-</sup>	–	–	3,46	–	–	–	–	11,13	2,11	–
O = F <sup>-</sup>	–	–	1,46	–	–	–	–	4,68	0,85	–
CO <sub>2</sub>	0,60	0,90	1,30	2,00	1,90	1,30	0,80	2,50	0,60	–
Сумма	99,52	99,87	100,30	99,56	99,88	99,88	99,85	100,11	100,37	100,17

Примечание. Породы, изверженные Вторым конусом БТТИ: A-3/85, A-11/85, A-9/85 — ксенолиты из внутренних частей бомб; A-5/85, A-6/85, A-7/85 — базальтовая корочка из внешних частей бомб. Минеральные новообразования: A-8/85 — фториды Второго конуса БТТИ, A-444 — кремнистые осадки с сульфатами из кратера влк. Малый Семячик, A28-96 — гейзерит (кремнистые осадки) с источников Академии Наук (аналитик Г. Ф. Лец, Ин-т вулканологии ДВО РАН).

Изверженные в 1996 г. в кальдере Академии Наук породы, отложившиеся на северном берегу оз. Карымского, содержали от 0,6 (в монолитных базальтовых бомбах) до 4,0 (в пемзовидных липаритах) и 1,6 г/т урана — в промежуточных разностях.

Th/U отношение в липаритах снижалось до 0,47, а Ra/U — увеличивалось до 3,33, в то время как в промежуточных разновидностях содержания EPЭ были сходны с таковыми в андезито-дацитах влк. Карымского, хотя и отличались немного повышенным отношением Th/U > 1 (табл. 13).

Ксенолиты гранитоидов, часто встречающиеся в отложениях изверженных пород в кальдере Академии Наук, по химическому составу схожи с андезито-дацитами, отличаясь большим ~8 мас. % содержанием воды. Редкие обломки обсидианов по соотношению породообразующих окислов близки к липаритам (табл. 11). В то же время по распределению EPЭ эти два вида ксеногенных обломков заметно отличались от схожих с ними по содержанию породообразующих окислов неизмененных вмещающих пород (соответственно андезито-дацитов и липаритов). Отношение Th/U в них было немного выше (1,3), чем во вмещающих породах, а Ra/U — ниже (до 0,95), т. е. практически равновесное (табл. 13).

Повышенное содержание урана (4 г/т) и, соответственно, необычно низкое отношение Th/U[Ra] (0,475) в породах одного из пемзовых ксенолитов кратера Токарева объясняется, очевидно, привнесением радия в не глубоко расположенный промежуточный очаг, откуда был вынесен при извержении ксенолит.

Исследованные породы Второго конуса СП БГТИ представляли собой бомбы сложного строения, внутренняя часть которых состояла из ксенолитов вулканогенно-осадочных литифицированных пород, а внешняя — была образована пенистой (иногда сравнительно плотной) базальтовой корочкой. По содержанию породообразующих элементов обе части бомб сходны (без учета изменений, вызванных вторичными процессами, табл. 11, 12). По содержанию и соотношению изотопов EPЭ различия между ксенолитами и вмещающими их базальтами более заметны (табл. 13).

В ксенолитах Толбачинского извержения сравнительно небольшие (1,0–1,4) отношения Ra/U; относительно высокие и стабильные (1,32) отношения K/U. В свежих базальтах, обволакивающих ксенолиты, значительно более высокие и стабильные отношения Ra/U (2,3) и сравнительно низкие (< 1) отношения K/U.

## Содержание ЕРЭ в изверженных породах влк. Карымский

ЕРЭ, г/т	Андезито-дацит								
	А11-96			А24-96			А26-96		
	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>
1	2	3	4	5	6	7 <sup>8</sup>	8	9	10
U [Ra]	5	1,40	0,25	4	1,60	0,27	4	1,60	0,18
Th	5	1,35	0,39	4	1,45	0,45	4	1,20	0,29
К, вес. %	5	1,49	0,11	4	1,50	0,11	4	1,40	0,12
U [общ.]	8	1,05	0,08	8	1,15	0,21	6	1,10	0,33
Ra/U		1,30			1,49			1,45	
Th/U		0,96			0,90			0,75	
К/U		1,06			0,94			0,88	

ЕРЭ, г/т	Липарит								
	А68-96			А80-96			Г30-96		
	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>
20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
U [Ra]	9	2,50	0,80	8	1,90	0,60	7	4,00	1,8
Th	9	2,80	0,50	8	2,50	0,13	7	1,90	1,0
К, вес. %	9	3,01	0,16	8	2,52	0,05	7	2,39	0,1
U [общ.]	4	1,40	0,15	4	2,00	0,40	4	1,20	0,1
Ra/U		1,79			0,95			3,33	
Th/U		1,10– 1,31			1,32			0,47	
К/U		1,20			1,32			0,61	

Таблица 13

и кратера Токарева в кальдере Академии Наук

Андезито-дацит						Андезито-дацит, гранит		
А48-96			А49-96			А50-96		
<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>
11	12	13	14	15	16	17	18	19
4	2,00	0,58	4	1,40	0,21	4	1,80	0,18
4	1,30	0,16	4	1,50	0,45	4	2,40	0,39
4	1,35	0,16	4	1,47	0,11	4	1,33	0,13
7	1,20	0,40	7	1,10	0,20	6	1,30	0,10
	1,67			1,27			1,49	
	0,65			1,07			1,30	
	0,77			1,02			0,74	
Базальт			Андезито-дацит					
К31-96			А13-89			А14-89		
<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>
30	31	32	33	34	35	36	37	38
9	0,60	0,18	5	1,20	0,12	4	1,40	0,13
9	0,45	0,23	5	1,05	0,10	4	0,97	0,10
9	0,58	0,04	5	1,19	0,20	4	0,99	0,10
3	0,40	0,04						
	1,50							
	0,75			0,87			0,62	
	0,97			0,99			0,70	

Примечание. *n* — количество определений, *x* — среднее арифметическое, *s* — стандартное отклонение. Шлаки из кратера влк. Карымский: *A13-89* — железненный, *A14-89* — такой же, с налетом хлоридов (Na и K), оба образца шлака в момент отбора (апрель, 1989) имели  $T = 80^\circ\text{C}$  (аналитик А. С. Степин, ОИГТ, г. Новосибирск), остальные образцы — см. примеч. к табл. 11.

## Содержание радиоактивных элементов

РАЭ, г/т	А-2/85			А-3/85		
	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>
	Ксенолит					
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>
U [Ra]	4	1,01	0,12	5	0,60	0,05
Th	5	1,61	0,15	54	<0,2	0,02
К, вес. %	6	1,30	0,12	5	0,87	0,09
U [общ.]	6	0,74	0,02	6	0,43	0,03
Ra/U		1,35			1,40	
Th/U		1,60			0,30	
К/U		1,31			1,45	
РАЭ, г/т	А-7/85			А-9/85		
	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>
	Корочка			Ксенолит		
<i>17</i>	<i>18</i>	<i>19</i>	<i>20</i>	<i>21</i>	<i>22</i>	<i>23</i>
U [Ra]	4	1,90	0,20	3	1,30	0,12
Th	5	1,00	0,09	4	1,90	0,15
К, вес. %	4	1,30	0,12	4	1,20	0,12
U [общ.]	4	0,87	0,09	7	1,00	0,10
Ra/U		2,16			1,30	
Th/U		0,51			1,45	
К/U		0,68			0,92	

Таблица 14

в изверженных породах Второго конуса БТТИ

A-4/85			A-5/85			A-6/85		
<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>
Ксенолит			Корочка					
8	9	10	11	12	13	14	15	16
3	0,90	0,10	4	1,30	0,11	4	2,00	0,19
4	1,12	0,10	5	0,90	0,10	4	1,40	0,13
4	1,21	0,55	6	1,11	0,12	5	1,25	0,11
5	0,90	0,07	5	0,62	0,05	6	0,84	0,07
	1,00			2,10			2,38	
	1,20			0,70			0,70	
	1,33			0,85			0,62	
A-10/85			A-11/85			A-12/85		
<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>
Корочка			Ксенолит			Корочка		
24	25	26	27	28	29	30	31	32
4	2,00	0,19	3	0,80	0,09	4	1,50	0,16
4	0,60	0,05	4	0,70	0,07	5	0,60	0,07
3	1,13	0,12	4	1,08	0,11	4	1,23	0,13
5	0,67	0,05	5	0,61	0,05	5	0,71	0,06
	3,00			1,33			2,11	
	0,30			0,87			0,40	
	0,56			1,25			0,82	

Примечание. *n*, *x*, *s* — см. примеч. к табл. 13. Бомбы сложного строения A-2/85, A-3/85, A-4/85, A-9/85, A-11/85 — ксенолиты из внутренних частей; A-6/85, A-10/85 — свежая базальтовая корочка; A-5/85, A-12/85 — базальтовая корочка со следами вторичных изменений.

Отношения Th/U, как и в проанализированных неизменных изверженных породах влк. Карымского, невысокие — в среднем 0,8 при вариациях от 1,6 до 0,30, причем в ксенолитах диапазон вариаций немного больше (см. табл. 14). Низкие Th/U отношения в некоторых вулканитах Толбачинского извержения 1975 г. были выявлены ранее Пузанковым и др. [105].

Содержания и соотношения ЕРЭ в свежих минеральных новообразованиях сильно варьируют. Для большинства проанализированных разновидностей характерны относительно высокие содержания урана (1,0 г/т), низкие — тория и калия, а соответственно, низкие отношения Th/U и K/U. Наиболее высокие отношения Ra/U зафиксированы во фторидах (5,95), наиболее низкие K/U и Th/U отношения — в опалитах и гейзеритах (см. табл. 13, 14).

Соотношения содержаний U/U[Ra] (U=Uобщ.), Th/U[Ra], Th/K, K/U[Ra] показаны на графиках (рис. 14), где можно более или менее четко выделить поля, включающие соответственно:

1) большую часть пород, изверженных влк. Карымским в 1996 г. и Вторым конусом Толбачинского извержения в 1975 г.; причем, породы, изверженные влк. Карымским, по содержанию породообразующих элементов относятся к андезито-дацитам, а толбачинские вулканиты — к базальтам (см. табл. 11, 12);

2) кислые породы (липариты) субаквального извержения в кальдере Академии Наук;

3) минеральные новообразования и измененные породы всех рассмотренных в работе вулканов.

Заметно отличаются по содержанию и соотношению ЕРЭ от остальных выделенных типов фториды Второго конуса БТТИ, свежие базальты извержения 1996 г. в кальдере Академии Наук и незначительно измененные ксенолиты базальтового состава БТТИ, что видно на рис. 14г.

Обломки гранитоидов и обсидианов были вынесены на земную поверхность струями извергающейся пирокластики в кальдере Академии Наук, по геолого-геофизическим данным — с небольших глубин [58, 133]. Гранитные ксенолиты несут следы заметных гидротермальных изменений, что видно по их физическому состоянию (непрочные, крошащиеся) и химическим анализам ( $H_2O > 5\%$ , табл. 12). Воздействие гидротермальных факторов, включающее привнос-вынос радиоизотопов, очевидно, продолжалось до момента извержения.

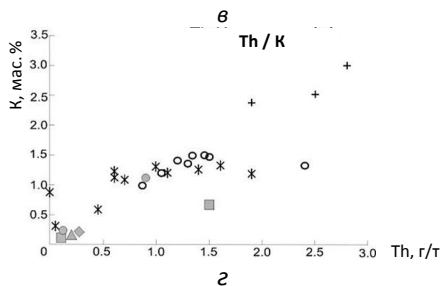
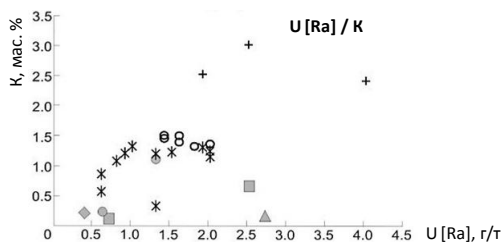
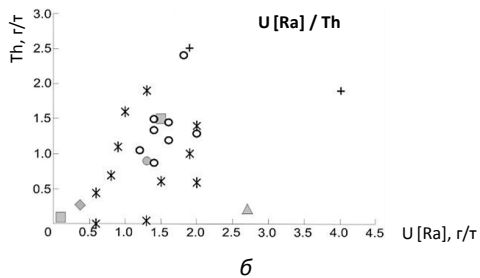
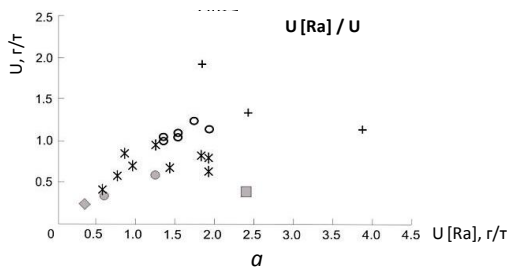


Рис. 14. Диаграммы содержаний и соотношений ЕРЭ в проанализированных породах:

а —  $U [\text{общ.}] / U[\text{Ra}]$ ; б —  $\text{Th} / U[\text{Ra}]$ ; в —  $K / [\text{Ra}]$ ; г —  $\text{Th} / K$ ; 1 — сульфат; 2 — фторид; 3 — опалит; 4 — гейзерит; 5 — базальт; 6 — дацит; 7 — липарит

Обсидианы сохранили свой первоначальный облик и лишь местами были немного вспучены. Их возраст соответствует, видимо, определениям, сделанным ранее для таких же обломков, вынесенных предыдущими извержениями более 28 тыс. лет назад [58]. Этим можно объяснить близкое к равновесному Ra/U отношение в обсидианах (0,95) и несколько повышенное — в гранитах (1,38).

При Толбачинском извержении ксенолиты литифицированных вулканогенно-осадочных пород также были захвачены поднимающейся пенистой магматической струей. Наиболее вероятное первоначальное местонахождение ксенолитов — область верхней сейсмической неоднородности (глубина ~2 км) [40], а их возраст (мел-палеоген) был достаточен для установления радиоактивного равновесия между  $^{238}\text{U}$  и  $^{226}\text{Ra}$  ( $\gg 10$  тыс. лет). Сравнительно хорошая сохранность большинства ксенолитов свидетельствовала о незначительном влиянии вторичных процессов, проявлявшихся во время извержения и после его окончания при поствулканической деятельности.

Как отмечено ранее, нарушение радиоактивного равновесия между  $^{238}\text{U}$  и  $^{226}\text{Ra}$  отмечалось в камчатских вулканитах ранее [123]. Избыток радия, не равновесного с ураном, был выявлен японскими учеными в андезитовых лавах о. Кюсю и в большинстве базальтовых лав Гавайских островов [160], а также отмечен на Этне, Стромболи и особенно в вулканитах Везувия, где отношение  $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$  достигало 10 [87].

Различными исследователями были предложены объяснения таких явлений. Так, было высказано предположение, что обогащение радием может происходить в процессе образования магмы, дифференциации расплава и в ходе извержения [158]. Избыток радия может быть индикатором равновесия между происходящим плавлением и твердым матриксом [159], что свидетельствует о том, что реальная скорость транспортировки расплава значительно превышает предсказанные модельные значения [166].

Следует обратить внимание на то, что главные  $\gamma$ -излучатели RaB, RaC, RaA, по которым проводится определение U[Ra] ( $^{238}\text{U}$  по  $^{226}\text{Ra}$  в предположении, что они равновесны), находясь в ряду распада  $^{238}\text{U}$ , после  $^{222}\text{Rn}$ , с ним, в частности, может быть связано нарушение радиоактивного равновесия [41]. Подтверждением этому служит обнаружение в лаве и пепле Толбачинского извержения из-

быточных относительно  $^{226}\text{Ra}$  количеств  $^{210}\text{Po}$ , связанных предположительно с дополнительным источником радона [51]. Измерения радона с самолета-лаборатории в пепло-газовом шлейфе Толбачинского извержения показали его неожиданно высокие концентрации, также превышающие расчетное содержание в магме [1]. О возможной утрате радона, приводящей иногда к искажению определений абсолютного возраста пород и минералов, упоминали ранее и другие исследователи [77].

Приведенные нами низкие отношения  $\text{Th}/\text{U}$  ( $\sim 1$ ) не очень характерны для магматических и метаморфических пород Камчатки. В сводной работе Ю.М. Пузанкова и др. [106], включающей 369 анализов, такие соотношения имеются лишь в 10% случаев и встречаются преимущественно у измененных пород с высоким содержанием  $\text{H}_2\text{O} > 1$  и большой долей  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} > 1$ ).

В минеральных осадках гидротермальной системы кальдеры Узон подобные соотношения встречены в 20% из 99-ти анализов [4]. В исследованных Л.Л. Леоновой и др. [93] различных новообразованиях (в частности, в хлоридах, сульфатах, фторидах и смесях всевозможных возгонов) содержания ЕРЭ были сравнительно низкие (в пределах первых десятых долей г/т). Набоко и др. [100] обнаружили «эксгалационную руду» у выхода высокотемпературных газов на Втором конусе Толбачинского извержения, содержащую на два порядка больше ЕРЭ по сравнению с вмещающими неизменными базальтами.

Высокие (сравнимые с «эксгалационной рудой») содержания ЕРЭ и существенное смещение соотношений радиогенных изотопов свинца были обнаружены в породах и минеральных осадках гидротерм кальдеры Узон, что позволило высказать предположение, что поступление радиоэлементов в гидротермы с флюидом происходит как из мантии, так и из земной коры [4].

Возможно, в какой-то мере подобным же образом может быть объяснено сравнительно высокое содержание ЕРЭ в некоторых минеральных новообразованиях (фторидах, опалитах), отмеченное в нашей работе (табл. 15). Большие вариации содержания и соотношений ЕРЭ в них могут быть обусловлены тем, что тесные геохимические связи  $\text{U}$ ,  $\text{Th}$ ,  $\text{K}$ , характерные для магматической стадии, могут нарушаться при вторичных процессах [69, 70, 100].

## Содержание ЕРЭ в минеральных новообразованиях

ЕРЭ, г/т	А-9/95			А-28/96			А-8/85		
	Сульфат			Гейзерит			Фторид		
	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
U [Ra]	3	0,37	0,06	4	0,62	0,12	4	2,50	0,26
Th	4	0,28	0,25	4	0,12	0,15	4	1,50	0,16
К, вес. %	4	0,21	0,07	4	0,24	0,04	4	0,67	0,08
U [общ.]	4	0,26	0,11	7	0,37	0,10	5	0,42	0,12
Ra/U		1,42			1,68			5,95	
Th/U		0,75			0,29			0,60	
K/U		0,57			0,39			0,27	
РАЭ, г/т	А14-79			А16-79					
	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>			
20	21	22	23	24	25	26			
U [общ.]	5	0,66	0,08	4	0,02	0,07			

Таблица 15

некоторых действующих вулканов Камчатки

А-5-89			А-17-89			А-444		
Гейзерит			Фторид			Опалит		
<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>S</i>
11	12	13	14	15	16	17	18	19
4	1,30	0,15	3	0,72	0,09	4	2,70	0,25
5	0,05	0,08	4	0,10	0,11	4	0,20	0,03
4	0,32	0,09	3	0,12	0,07	4	0,14	0,07
	0,04			0,14			0,07	
	0,24			0,16			0,04	
А-42-79			К-80					
<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>			
27	28	29	30	31	32			
4	0,73	0,09	5	0,57	0,06			

Примечание. *n*, *x*, *s* — см. примеч. к табл. 13. Образцы: *A-9/95* — измененная порода с сульфатами (фумарольная площадка в Активной воронке влк. Мутновский); *A28-96*, *A5-89* — гейзериты, район термальных источников Академии Наук; *A-8/85*, *A17-89* — фториды с примесью измененных пород, около высокотемпературной фумаролы Второго конуса БТТИ (1985, 1989); *A-444* — опалит, кратер влк. Малый Семячик; *K-80* — налет хлоридов Na и K около фумарол с  $T \sim 80^\circ\text{C}$ , кратер влк. Карымский (1980); *A14-79*, *A16-79*, *A42-79* — возгоны хлоридов Na, K около фумарол  $\sim 90^\circ\text{C}$ , ЮП БТТИ, 1979 г. Аналитики: А. С. Степин, ОИГТ, г. Новосибирск; Е. Г. Вертман СНИИГИМС, г. Томск [17].

Отношения  $K/U$  рассматриваются рядом исследователей как критерий глубины выплавления пород [70], а в минеральных новообразованиях они являются показателем темпа накопления  $U[Ra]$  и  $Th$ , (табл. 15, рис. 14в, 14г).

Несмотря на большие различия поведения ЕРЭ в магматическом и гидротермальном процессах, между ними есть некоторое сходство. Так, ряд авторов констатирует, что в высокотемпературных гидротермах  $U$  и  $Th$  ведут себя сходно. По мере снижения температуры  $Th$  становится все более инертным, а подвижность  $U$  не только не уменьшается, но даже может возрастать [41, 101].

Как и в ряду  $^{238}U$ , где главные  $\gamma$ -излучатели расположены после радона, в ряду распада  $^{232}Th$  главные изотопы  $\gamma$ -излучатели расположены после  $^{220}Tn$  (торона). Среди них таллий ( $^{208}Tl$  или  $ThC''$ ) — самый мощный из всех изотопов гамма-излучатель, хотя некоторая часть  $\gamma$ -излучателей распределена по всему ряду тория. Период полураспада  $^{220}Tn$  на два порядка меньше, чем  $^{222}Rn$ , и соответственно короче путь его миграции. В целом же, в неизменных ( $H_2O < 1$ ,  $Fe_2O_3/FeO < 1$ ) изверженных породах влк. Карымский, кальдеры Академии Наук, Второго конуса Толбачинского извержения и минеральных новообразованиях прослеживается сходная тенденция распределения ЕРЭ (табл. 11, 12):  $Ra > U > Th$ , причем, в некоторых наиболее высокотемпературных новообразованиях (фторидах) эта тенденция более отчетлива. Возможно, в неглубоко расположенных магматических камерах происходит обогащение расплава «кóровыми» элементами, перенос которых может осуществляться флюидом, причем ЕРЭ могут переноситься как в летучих соединениях типа хлоридов и фторидов радия и урана, так и в виде эманации радона. Такой же процесс приводит к обогащению ЕРЭ некоторых (в первую очередь, высокотемпературных) новообразований и смещению в них радиоактивного равновесия в сторону более подвижных, по сравнению с материнскими, дочерних изотопов.

Накопление ЕРЭ, по представлениям некоторых специалистов, происходит при движении погружающейся под мантийный клин базальтовой пластины по океаническому дну от зоны спрединга до зоны субдукции. Обогащение пород  $K$  и  $U$  относительно  $Th$  обусловлено гидротермальным изменением и гальмиролизом пород [102]. Мы полагаем, что обогащение магмы ЕРЭ может происходить и в неглубоко расположенных магматических камерах.

### 3.3. Связь глубинного строения исследованных вулканов с распределением ЕРЭ

Особенностью глубинного строения вулканов, изверженные породы которых описаны в работе, являются близповерхностные магматические очаги, выделяемые различными методами под влк. Карымский, кальдера Академии Наук, Новые Толбачинские [40, 58, 133].

Подобные, описанным в работе, соотношения ЕРЭ имеются не во всех вулканитах. Так, например, в лавах влк. Ключевского, глубинное строение которого, по мнению некоторых исследователей [39], отличается от описанных ранее, отношения  $Ra/U$  близки к равновесным, а  $Th/U \sim 1,6$  [123]. Низкие  $Ra/U$  отношения характерны и для продуктов ряда других вулканов, например, некоторых кавказских вулканов [141].

Мы присоединяемся к представлению, что низкое  $Th/U$  отношение и общая тенденция соотношений  $Ra > U > Th$  показывает высокую флюидную насыщенность магмы [158] и характерна для незрелой коры океанических островов [167].

### 3.4. Исследование ЕРЭ в породах подводного вулкана Пийпа

Подводный влк. Пийпа расположен в южной части Командорской котловины в 70 км к северо-востоку от о. Беринга. Вулкан состоит из трех сросшихся построек, образующих хребет длиной около 10 км. Современная гидротермальная деятельность зафиксирована над Северной вершиной на глубине порядка 500 м.

Проведение комплексных исследований радионуклидов в гидротермальных отложениях подводного влк. Пийпа позволило выявить весьма существенное нарушение радиоактивного равновесия между материнскими  $^{238}U$ ,  $^{232}Th$  и дочерними  $^{226}Ra$  и  $^{228}Ra$  радионуклидами [21]. Современная гидротермальная деятельность была зафиксирована над Северной вершиной этого подводного вулкана в виде акустической аномалии, обусловленной всплывающими пузырьками газа [113]. Летом 1990 г. из гидротерм подводного влк. Пийпа был отобран газ, в составе которого преобладали углеводороды: метан  $\sim 80\%$  и азот  $\sim 17\%$ . В подчиненном количестве присутствовали  $CO_2$ ,  $O_2$ ,  $Ar$ ,  $He$ ,  $H_2$ ,  $C_2H_6$ ,  $C_3H_8$  [112].

На Северной вершине обнаружены ангидритовые гидротермальные постройки (трубы) высотой до 1,5 м и диаметром до 0,4 м, из верхних частей которых наблюдалось активное выделение флюида, напоминающее по форме факел газовой горелки [109]. Нижний предел возможных температур выделяющегося из гидротермальных труб флюида заключен в интервале 250–360°С. Дно вокруг активных гидротерм сплошь бронировано гипс-ангидритовой коркой. Отобранная в 1 м от основания активной гидротермальной постройки корка состояла из хорошо раскристаллизованного гипса — 70% и ангидрита — 30%. Такое соотношение гипса и ангидрита характерно для давления 50 бар, соответствующего глубине 500 м, и температуры 60–70°С (табл. 16) [21, 138].

Таблица 16

Радионуклиды в сульфатных отложениях термальных источников подводного влк. Пийпа и в лавах массива Вулканологов [по: 21]

№ п/п иссл.	Активность, Бк/кг					Содержание, мкг/г						Th/U
	<sup>238</sup> U	<sup>226</sup> Ra	<sup>210</sup> Pb	<sup>232</sup> Th	<sup>228</sup> Ra	U		Th				
						ЛФ	МЗН	ИНАА	ГСМ	РФА-СИ	ГСМ	
1	3,15	29,6	(6,0)	2,24	10,2	0,25		0,55		0,22		2,2
2	1,26	8430	1880	0,41	2955	0,1		0,10		0,24		1,0
3	6,92	13460	2520	4,48	(50)	0,5		1,10		0,30		2,0
4	5,28	5,53	—	3,09	3,09		0,42		0,76		0,92	1,8
5	6,92	8,55	—	4,35	4,35		0,55		1,07		0,95	1,94

Примечание. В скобках даны ориентировочные данные; «—» — нет сведений. *Пробы:* 1–3 — подводный влк. Пийпа, Северная вершина: 1 — 2322-3, ангидрит, гипс; 2 — 2311-6, гипс, ангидрит, барит; Южная вершина: 3 — 2310-3 барит, кальцит, ангидрит [по: 110]; 4–5 — массив Вулканологов: 4 — андезиты, среднее арифметическое по 11-ти частным содержаниям в разных пробах; 5 — дациты, среднее арифметическое по 10-ти частным содержаниям в разных пробах. *Аналитические методы:* U — лазерно-флуоресцентный, ЛФ — («Березов. геология», г. Новосибирск); МЗН — запаздывающих нейтронов (ТПУ, г. Томск); ИНАА — инструментальный нейтронно-активационный, ГСМ — сцинтилляционный гамма-спектрометрический, РФА-СИ — рентгено-флуоресцентный, сцинтилляционный гамма-спектрометрический (ИЯФ, ОИГТиМ СО РАН, г. Новосибирск); короткоживущие изотопы <sup>226</sup>Ra, <sup>228</sup>Ra, <sup>210</sup>Pb — низкофоновая полупроводниковая гамма-спектрометрия на сверхчастотном Ge-детекторе (ОИГТиМ СО РАН). Данные приведены при условии равновесия 1 мкг/г U = 12,58 Бк/кг; 1 мкг/г Th = 4,07 Бк/кг; 1% K = 313 Бк/кг <sup>40</sup>K [21].

Для Южной вершины наряду с кальцитом характерно широкое распространение барита [110]. Гидротермальный флюид поступал как из раскрытых трещин, так и из гидротермальных трубок высотой до 0,4 м, сложенных в основном арагонитом и кальцитом. Наиболее сильное проявление гидротермальной активности зафиксировано в центральной части вулкана на глубине 460–540 м, где обнаружен холм высотой около 10 м, сложенный баритом и карбонатом кальция. В гидротермальных образованиях подводного влк. Пийпа были выделены пириты, содержащие ртуть, медь и серебро [128].

Для лабораторных анализов на содержание радиоактивных элементов в гидротермальных отложениях взяты ГОА «Мир» два образца (2322-3 и 2311-6) с Северной вершины, и один образец (2310-3) драгирован с Южной вершины влк. Пийпа. Все образцы белого цвета, рыхлые, сахаровидные и представляют собой смеси с преобладанием сульфатов: барита, ангидрита, гипса. При измерении летом 1995 г. полевым радиометром СРП-68-01 радиоактивность исследуемых пород (навески порядка 100 г) достигала 19 мкР/ч при фоне в помещении 5 мкР/ч. Лабораторные анализы сцинтилляционным гамма-спектрометрическим методом выявили в проанализированных образцах ураганное содержание изотопов Ra до 1600 мкг/г в единицах равновесного урана.

В 2002 г. рентгено-флуоресцентным (РФА), рентгено-флуоресцентным синхротронным (РФА-СИ), атомно-абсорбционным (ААА), инструментальным нейтронно-активационным (ИНАА), полупроводниковым гамма-спектрометрическим (ПГСМ-Ge) методами был изучен химический и радиоизотопный состав сульфатных отложений термальных источников подводного влк. Пийпа и лав массива Вулканологов. Образцы лавы были отобраны в 21, 26 и 35-м рейсах НИС «Вулканолог» и любезно предоставлены О. Н. Волынцом. Для всех проб характерны невысокие содержания U и Th, а для гидротермалитов еще и калия, причем накопление этих элементов и скоррелированных с ними Rb, Y, Zr существенно выше в баритовых образованиях Южной вершины, обогащенных  $^{226}\text{Ra}$  (табл. 16). Слабо радиоактивные ангидритовые трубы и, содержащие аномальные количества радионуклидов, сульфатные корки Северной вершины концентрируют Cu, Zn, Pb, а также V, Sb, Ag, F и Cl, однако их корреляционные соотношения с Ra однозначно не установлены, хотя в радиоактивном образце концентрация сопутствующих радиоэлементов всегда больше.

Радий в барит-гипс-ангидритовых корках присутствует в виде двух изотопов  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{228}\text{Ra}$ , являющихся производными уранового и ториевого рядов. Современное соотношение активностей  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$  в образце 2311-6 равно 0,35, но на момент отбора проб (1990), при учете величины периода полураспада  $^{228}\text{Ra}$  6,7 лет, оно было примерно в 3,5 раза выше и составляло 1,21, что близко к среднему значению для пород земной коры — 1,25 [141].

Высокая активность короткоживущего изотопа Ra свидетельствует о молодом (современном) возрасте гидротермального процесса на Северной вершине.

Накопление  $^{210}\text{Pb}$  в отложениях термальных источников подводного влк. Пийпа относительно активности  $^{226}\text{Ra}$  существенно ниже среднего для продуктов современного вулканизма ( $\sim 6,0$ ) [141], и составляет 0,19–0,22. Это объяснимо в случае удаления Rn из системы при вскипании горячих вод. При этом происходит выпадение в осадок сульфатов Ba, Ca, Sr, Ra и других, потерявших как радон, так и продукты его распада — основные  $\gamma$ -излучатели, что объясняет относительно низкие содержания  $^{226}\text{Ra}$ , измеренные на сцинтилляционных детекторах в 1990 г.

Содержание редких земель в гидротермалитах почти на порядок ниже их концентраций в андезитах и дацитах, при этом Eu образует положительную аномалию за счет малорастворимого сульфата этого элемента (табл. 17, рис. 15).

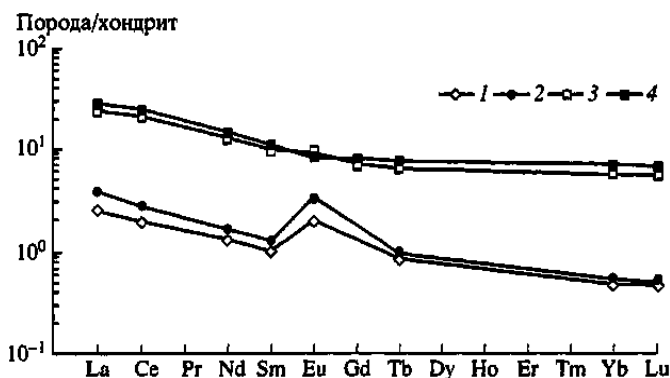


Рис. 15. Распределение редких земель в гидротермалитах и лавах подводного влк. Пийпа (см. табл. 17)

1, 2 — гидротермалиты: 1 — проба 2322-3, 2 — проба 2311-6; 3, 4 — лавы: 3 — андезит В-35-2; 4 — риодацит В-35-4/2; хондрит [по: 156]

Таблица 17

Химический состав отложений  
термальных источников подводного влк. Пийпа

Элементы	Пробы				
	2322-3	2311-6	2310-3	В-35-2	В-35-4/2
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>
SiO <sub>2</sub>	0,10	0,10	0,15	60,9	67,5
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,50	0,12	0,67	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,54	0,48	1,21	17,6	15,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,12	0,03	4,31	3,47
MnO	0,000	0,007	0,000	0,08	0,11
MgO	0,70	0,50	0,20	3,10	1,54
CaO	40,0	39,0	3,25	7,10	3,24
Na <sub>2</sub> O	0,49	0,48	0,75	4,11	5,16
K <sub>2</sub> O	0,26	0,29	0,36	0,91	1,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,01	0,00	0,18	0,12
BaO	0,50	2,71	58,0	0,013	0,018
SrO	0,28	0,51	1,05	0,039	0,033
CO <sub>2</sub>	0,00	0,30	1,26	–	–
SO <sub>3</sub>	55,70	54,00	33,60	–	–
H <sub>2</sub> O	1,30	0,90	0,50	0,66	1,63
<i>Сумма</i>	99,94	99,91	100,48	99,67	100,48
F	2300	–	3500	–	–
Cl	200	2200	2200	–	–
Br	9,6	3,7	10,4	–	–
Cs	–	–	–	0,14	0,2
Rb	4,4	4,6	10,8	5,8	8,8
La	0,8	1,2	–	7,4	8,9
Ce	1,6	2,3	–	17	20
Nd	0,8	1,0	–	8,0	9,0
Sm	0,20	0,25	–	1,95	2,15
Eu	0,15	0,25	–	0,68	0,63

Окончание табл. 17

1	2	3	4	5	6
Gd	–	–	–	1,9	2,1
Tb	0,04	0,045	–	0,32	0,37
Yb	0,10	0,11	–	1,2	1,5
Lu	0,015	0,016	–	0,18	0,22
Y	2,6	4,3	11,6	12,5	16,3
Sc	0,05	0,07	–	13,1	7,4
U	0,25	0,10	0,55	0,42	0,76
Th	0,55	0,10	1,1	0,55	1,07
Ta	–	–	–	0,30	0,32
Nb	–	–	–	3,0	3,7
Zr	12	25	58	130	186
Hf	0,08	0,10	–	1,9	2,45
V	15	650	–	78	70
Co	0,13	0,16	–	16,8	8,5
Cr	5,3	6,5	–	22	108
Ni	6,1	2,8	28,0	29	30
Cu	82	174	65	31	13
Zn	25	490	17	38	34
Pb	21	92	15	–	–
Sb	4,5	13	–	–	–
Ag	10	320	–	–	–
Au	0,01	0,5	–	–	–

Примечание. *Пробы: 2322-3* — ангидрит, гипс; *2311-6* — гипс, ангидрит, барит; *2310-3* — барит, кальцит, ангидрит [номера проб по: 110]; *B-35-2* — андезит, склон вулкана; *B-35-4/2* — риодацит, экструзивный купол у подножия вулкана. Единицы измерения: окислы — в мас. %, элементы — в мкг/г, содержание компонентов не определялось. Аналитические данные получены в ОИГТиМ СО РАН апробированными методами РФА (аналитик Н. М. Глухова), РФА-СИ, атомной абсорбции и ИНАА (аналитики В. А. Бобров, Ю. П. Колмогоров, Л. Д. Иванова) как средние из частных определений разных исполнителей и согласованы с данными [102], а так же в химлаборатории ИВ ДВО РАН (макрокомпоненты изверженных пород, аналитик А. М. Округина).

Повышенная радиоактивность эманаций действующих вулканов Камчатки и приуроченных к ним гидротермальных систем отмечалась ранее неоднократно [1, 3, 4, 143]. На влк. Мутновском породы, контактирующие с газами высокотемпературных фумарол, содержат Ra в среднем  $1,1 \times 10^{-14}$  г/г, а объемная активность радона в газах этих фумарол достигает  $10,8 \times 10^{-10}$  Ки/л, что на несколько порядков выше атмосферного фона [137]. По данным наших измерений, проведенных 02.08.1994 г., в фумарольных газах из кратера влк. Мутновского объемная активность радона составляла  $2,75 \times 10^4$  Бк/м<sup>3</sup> ( $7,4 \times 10^{-10}$  Ки/л). Содержание радона в спонтанном газе высокотемпературных гидротермальных систем (Узонской, Паужетской) достигало  $120-650 \times 10^{-10}$  Ки/л [143].

Кроме измеренных высоких концентраций Rn имеются данные и о повышенных содержаниях <sup>226</sup>Ra, не подкрепленного материнским <sup>238</sup>U как в современных изверженных породах Камчатских вулканов, так и во всевозможных гидротермально измененных наслоениях [17]. Радиоактивные травертины Налычевской группы минеральных источников, содержат до 0,15–0,25% Ra в единицах равновесного U в ассоциации с Fe-As-окисной минерализацией. На Апапельских термах Ra в количестве до 0,024% равновесного U концентрируется в форме радиобарита на участке Au-Ag оруденения [104].

Высокие содержания радиоактивных элементов, на 1–2 порядка превышающие их содержания во вмещающих породах, обнаружены на Камчатке и в близповерхностных новообразованиях, сопутствующих медному рудопроявлению, формирующемуся при постмагматической деятельности на 2-м конусе БТТИ [100]. В термальных источниках Тамагава к югу от действующего влк. Ивати (Япония) обнаружен новообразованный радиоактивный минерал хокутолит (свинцовсодержащий барит), осаждающийся из кислых растворов [80]. В изверженных вулканогенных породах и минеральных новообразованиях, формирующихся на земной поверхности, большая часть радиоактивных элементов обычно находится в рассеянном состоянии. Верхняя граница рудных тел гидротермальных месторождений урана в молодых складчатых областях отделяется от поверхности сотнями метров [42]. При подводной гидротермальной деятельности условия отложения минеральных новообразований могут существенно отличаться от поверхностных, приближаться к более глубинным и способствовать образованию высоких концентраций радиоизотопов. Так, в железомарганцевых взвесах, поднятых с морского дна из эксгаляций влк. Бану-Вуху (Индонезия), отмечались повышен-

ные до 56 мкг/г концентрации урана и аномально низкое отношение Th/U [141]. Повышенные содержания ряда рудных элементов в интрузивных и субвулканических комплексах Китхойского рудопоявления, в частности, свинца, связаны, очевидно, с неглубоко расположенными магматическими очагами [6].

Можно предполагать, что существуют два источника описываемых компонентов. Для радия и свинца наиболее значим глубинный, ювенильный источник [100], хотя выщелачивание этих радиоизотопов из вмещающих пород в ограниченных количествах также возможно [4]. Напомним, что большая часть свинца имеет радиогенное происхождение, содержание нерадиогенного свинца ( $^{204}\text{Pb}$ ) в природе не превышает 1,4% [56]. Уран-238 первоначально выносятся глубинным флюидом, но в поверхностных гидротермальных отложениях фиксируется при доминирующей роли  $\text{CaCO}_3$  [169]. В других случаях он рассеивается в морской воде, которая в дальнейшем является источником аутигенного уранового минералообразования. Отложение сульфатов при взаимодействии термальных эманаций с морской водой описано рядом исследователей. Накопление Ra-содержащих минералов происходит как с образованием собственного  $\text{RaSO}_4$ , так и путем изоморфного замещения Ba в барите [88]. Вероятно, в баритах влк. Пийпа происходит именно изоморфное замещение бария радием и образуется радиобарит, концентрирующий и консервирующий радий [125]. В связи с этим явлением радиоактивное равновесие между  $^{238}\text{U}$  и  $^{226}\text{Ra}$ , а также  $^{232}\text{Th}$  и  $^{228}\text{Ra}$  резко нарушено [21].

При  $T=18^\circ\text{C}$  растворимость уранилсульфата в воде — 205 г/л, сульфата радия  $1,4 \times 10^{-3}$  г/л, т. е. уран более подвижен в окислительных, а радий в восстановительных условиях. Радий осаждается с комплексами бария, с карбонатами кальция (травертины), фиксируется глинами [44].

Залежи сульфидов со значительными концентрациями ряда рудных компонентов, в том числе меди, цинка, золота обнаружены в вулканически активных зонах Мирового океана, вблизи горячих ( $\sim 350^\circ\text{C}$ ) источников. Обычно это холмообразные постройки, увенчанные ангидритовыми «трубами», похожими на гидротермальные образования подводного влк. Пийпа. Рост таких залежей происходит изнутри в подповерхностных зонах и, по мере погружения в залежь, обычно растет концентрация ряда полезных компонентов, таких как железо, марганец, цинк, золото и др. [45, 88]. Отсюда следует, что подводный влк. Пийпа как и весь массив Вулканологов может быть

перспективен для продолжения геолого-поисковых работ, чему призвано способствовать дальнейшее радиогеохимическое изучение современных гидротермальных систем этого и других районов. Получаемые данные должны учитываться при экологическом мониторинге.

Высокие содержания радиоактивных элементов, а также высокое  $Ra/U$  и низкие  $Th/U$  и  $K/U$  отношения в минеральных новообразованиях указывают на активный перенос и перераспределение радиоизотопов в гидротермальном процессе. В этом, очевидно, не уникальном случае проявляется одна из особенностей ЕРЭ. При общей тенденции увеличения подвижности радиоизотопов, по мере последовательных превращений от материнских к дочерним радионуклидам, встречаются отклонения от этого правила. В случае образования хокутолита (сульфата радия), образуется сравнительно устойчивое соединение, практически не растворяющееся, в отличие от предшествующих изотопов урана, в умеренно кислых и щелочных растворах [127]. Вполне возможно, что таким путем образуются и постоянно или периодически подновляются в активных (атмохимических) ореолах гидротермально-магматических систем рудопроявления (и месторождения) ЕРЭ с приуроченными к ним эмигрирующими коллекторами. Образование эмигрирующего коллектора схематически показано на рис. 16.



Рис. 16. Образование эмигрирующего коллектора

## Глава 4

# РАДИОАКТИВНОСТЬ И ОБЪЕМНАЯ АКТИВНОСТЬ РАДОНА

### 4.1. Характеристика радиоактивности и объемной активности радона

Измерения интегральной гамма активности ( $\gamma$ ) и объемной активности радона (OARn) проводились в районе геотермальных полей БТТИ, возникших в 1975–1976 гг., в кальдерах Карымской и Академии Наук, активизировавшихся в 1996 г. и в районах активных дислокаций: Паратунского грабена у пос. Сосновка и Центрального разлома, контролируемого р. Быстрой в районе пос. Эссо и в 10 км к юго-западу от него. Повышенные значения  $\gamma$  были: в кратере влк. Карымского в межпараксизмальный период весной 1989 г. — 14 мкР/ч, при обычной величине  $\gamma$  на современных лавовых и агломератовых потоках — в пределах 8 мкР/ч, на шлаковых полях — порядка 6 мкР/ч; в кратере Токарева в марте 1996 г., через 2 месяца после его извержения — 39 мкР/ч, в последующие годы — в пределах 7 мкР/ч; на микрограбене между 1-м и 2-м конусами БТТИ осенью 2006 г. — 20 мкР/ч, при обычной  $\gamma$  на современных лавовых потоках СП БТТИ — в пределах 8 мкР/ч.

Радиоактивность, вернее гамма-активность создается преимущественно 4-мя (3-мя)<sup>3</sup> радионуклидами: ураном-238 (доля в общем уране — 99,3%), актиноураном-235 (доля — 0,7%), торием и калием, вернее его радиоактивным изотопом — калием-40, доля которого в общем калии — 0,12%. Эти 4 (3) составляющие в общих чертах взаимосвязаны. Содержание калия обычно прямо соотносится с содержанием радиоактивных элементов. Более определенно содержание и соответственно ЕРЭ в породах связано с их типом и генезисом. Эманационная или радоновая съемка часто дает заметный разброс данных и сильно зависит от существенной (не менее 2-х порядков) разницы концентрации радона OARn в спонтанных газах и в почвенном воздухе, где обычно производятся измерения. Концентрация

---

<sup>3</sup> Доля и соответственно вклад <sup>235</sup>U сравнительно малы и учет его  $\gamma$  имеет лишь формальный смысл.

радона в атмосфере на 2 порядка ниже, чем в среднем в почвенном воздухе. Более стабильно содержание радона в воде, хотя и в этом случае приходится принимать во внимание ряд поправок. Вариации содержания радона в водах и газах (выделяющихся из фумарол и почвенных газов) успешно используются для прогноза землетрясений, извержений и во многих других прикладных и научных целях.

Поскольку существенная часть работы включает радон, приведем краткие сведения об этом элементе.

**Радон** (Rn) — самый тяжелый редкий элемент нулевой группы. Это газ без цвета, запаха и вкуса. Плотность радона при  $T=0^{\circ}\text{C}$  и нормальном давлении —  $9,7\text{ кг/м}^3$  (плотность воздуха —  $1,3\text{ кг/м}^3$ ). Среднее содержание радона в атмосфере —  $5 \times 10^{-18}$  об. %. Кларк радона (весовое содержание) в земной коре —  $7 \times 10^{-16}$  вес. % (по Виноградову), в атмосфере при нормальных условиях —  $\sim 7 \times 10^{-17}$  вес. %. Радон обеспечивает 30% естественного облучения на Земле. ПДК для рабочих помещений<sup>4</sup> —  $3 \times 10^{-11}$  Ки/л, для населенных пунктов —  $1 \times 10^{-12}$  Ки/л [75].

С повышением температуры растворимость радона в воде (и в других растворителях) уменьшается. При  $0^{\circ}\text{C}$  в одном объеме воды при нормальном давлении растворяется 0,5 объема радона (или  $230\text{ см}^3/\text{дм}^3$ ), при  $50^{\circ}\text{C}$  — в 5 раз меньше [75]. Коэффициент растворимости Rn в об. % пропорционален количеству вещества способному раствориться в единице объема растворителя для создания насыщенного раствора: при  $18^{\circ}\text{C}$  в этиловом спирте — 6,2 объема, в керосине — 10, в оливковом масле — 29 ( $\times 100$ ). Лучший сорбент — активированный уголь. С увеличением температуры увеличивается десорбция. Полная десорбция радона с угля происходит при температуре  $300\text{--}400^{\circ}\text{C}$  [75].

В организм, в том числе человеческий, радон поступает с воздухом и водой, легко растворяется в воде, крови и особенно в жировых тканях. Накапливается в жировых тканях, костях и особенно надпочечниках. С действием Rn связано не менее 20% рака легких. Радон усиливает действие других канцерогенов. В США средняя концентрация радона в воздухе жилых помещений —  $25\text{ Бк/м}^3$  (нормальной считается  $<40\text{ Бк/м}^3$ ). Глобальные источники поступления радона в воздух — природный газ ( $\sim 10^{13}$  Бк/год), сжигаемый ископа-

---

<sup>4</sup> Единицы измерения: альфа ( $\alpha$ ) в Бк и Ки, гамма ( $\gamma$ ) в мкР/ч.; 1 расп./сек = 1 беккерель (Бк); 1 Кюри (Ки) =  $3,7 \times 10^{10}$  расп./сек =  $\sim 1\text{ г Ra}$ ; 1 эман =  $10^{-10}$  Ки/л =  $3,7\text{ Бк/л}$  =  $3700\text{ Бк/м}^3$ ; ( $\gamma$ )  $\sim 3$  имп./сек  $\sim 1\text{ мкР/ч.}$ ; 222 расп./мин  $\sim 1\text{ эман}$  =  $10^{-10}$  Ки/л =  $3,7\text{ Бк/л}$  =  $3700\text{ Бк/м}^3$  [3, 41].

емый уголь ( $\sim 10^{13}$  Бк/год), к локальным источникам относятся вулканическая активность, геотермальные энергетические станции [75].

Коэффициент эманирования ( $K_{Rn\%}$ ) — отношение радона, выделившегося из твердого тела или жидкости к количеству радона, образовавшегося за то же время в том же объеме вещества варьирует от 0 до  $\sim 100\%$ . Для кислых изверженных пород  $K_{Rn} \sim 10\%$ , в зонах тектонических нарушений может быть  $>30\%$ . Эманирование радона в атмосферу из почв различно. Наименьшее эманирование радона — из среднеподзолистой суглинистой и песчаной почв (18%), наибольшее — из почв горной тундры (87%). Коэффициент торона  $K_{Tn}$  заметно больше — 31 и 100% соответственно. Существует понятие «скорость эманирования», измеряемая в мБк/м<sup>2</sup>/сек. Наибольшая скорость эманирования зафиксирована в США — 18–53 мБк/м<sup>2</sup>/сек. (для сравнения: в Японии — 3–9 мБк/м<sup>2</sup>/сек.) [75]. Эманирование возрастает с увеличением удельной поверхности вещества, и мелкодисперсные вещества обладают большей  $OARn$ , по сравнению с массивными (скальными) породами того же состава.

Увеличение эманирования горных пород под влиянием нагрузки известно и подтверждено экспериментально [76]. На этих свойствах горных пород и выделяющегося из них радона основаны методы предсказания землетрясений [72] и извержений вулканов [3, 135], а также специальные методы геокартирования [124].

В отличие от ряда близких по содержанию в земной коре элементов (например, вольфрама, молибдена, олова), радиоактивные элементы уран и торий большей частью находятся в рассеянном состоянии и обычно не образуют месторождений с высокой концентрацией полезных компонентов [90]. В геоструктурном отношении для рудопоявлений урана наиболее продуктивны гидротермальные и гидрогенные системы, менее — осадочные, а также магматогенные. Большинство урансодержащих месторождений приурочено к разрывным структурам глубинного заложения и многократной активизации, имеющим как рудоконтролирующее, так и рудовмещающее значение. Нередко этими структурами контролируется магматизм с повышенной ролью калия [103].

Повышенная радиоактивность отмечалась у многих морских фосфоритов, в глубоководных осадочных баритах. Лучшие осадители урана — органические вещества: битуминозные угли, горючие сланцы и др. Как правило, кремнистые и глинистые сланцы богаче ураном, чем карбонатные [75].

В общих чертах по распределению в земной коре и связи с разрывными нарушениями торий может рассматриваться как спутник урана, так как проявляет сходные свойства в сравнительно глубинных условиях. В приповерхностных условиях уран проявляет более кислотные свойства, а торий — более щелочные. [96]. В связи с этим, так называемое индикаторное Th/U отношение, обычно близкое к 3, может значительно отклоняться от среднего значения. Для неизменных современных и четвертичных вулканитов Камчатки это отношение приближается к 1. В измененных породах Th/U отношение варьирует в широких пределах, различаясь на порядок и более (например, в породах Кихпиньчского вулканического центра).

В ряду распада урана наиболее значительные изотопы гамма-излучатели расположены после радона, следующего за радием, они имеют по два названия, одно из которых содержит знак Ra. Все изотопы радия — сравнительно короткоживущие, наиболее долгоживущий радиоизотоп —  $^{226}\text{Ra}$ , период полураспада — 1617 лет, может самостоятельно существовать только в молодых (моложе 10 тыс. лет) геологических объектах. При наступлении равновесия между  $^{238}\text{U}$  и  $^{226}\text{Ra}$ , которое в закрытой системе наступает через 16 тыс. лет, один атом радия соответствует  $2,9 \times 10^6$  (~3 млн) атомам урана. Среднее содержание радия в земной коре —  $\sim 1 \times 10^{-10}$  вес. %, в природных водах — от  $n \times 10^{-14}$  до  $n \times 10^{-12}$  вес. % [41].

В большинстве неизменных магматических пород концентрации изотопов радия определяются концентрациями урана и тория. Исключение составляют молодые (<10 тыс. лет) вулканические породы, в которых наблюдается обогащение радием относительно его материнских изотопов. Возможно, перенос осуществляется летучими хлоридами радия и бария, близкого к радю по геохимическим свойствам [125]. Выщелачивание радия происходит значительно интенсивнее по сравнению с ураном, и в подземных водах обогащение радием может быть значительным [41]. Радий поступает в гидротермальные растворы зон активного вулканизма с вулканическими газами в виде  $\text{Ra}(\text{Ba})\text{Cl}_2$ . На окислительном барьере в зоне появления сульфатов происходит осаждение сульфатов бария в порах и трещинах вулканических пород, и образуются обогащенные радием коллекторы [125]. Содержание радия в природных водах (от  $n \cdot 10^{-14}$  до  $n \cdot 10^{-12}$  г/л)  $\sim 3,7 \times 10^{-3}$  —  $3,7 \times 10^{-2}$  Бк/л, причем, прямой зависимости между содержанием радия и радона обычно не отмечается.

Содержание радона в подземных водах иногда весьма высоко и часто достигает  $n \times 10^3$  Бк/л. Высокие до 300 эман (~1100 Бк/л) содержания радона установлены в водах, контактирующих с «эманулирующими коллекторами» [75].

Исследования геохимии Rn и сопоставление с данными по U и Th позволили выделить площади с повышенным уровнем радиоактивности в связи с наложенной гидротермальной, сейсмической и вулканической деятельностью. К таким районам относится Юго-Восточная зона Камчатки от Кроноцкого полуострова до мыса Лопатка, ограниченная с запада Восточным хребтом [75]. Очевидно, на момент составления сводной карты радоновой опасности сведения о OARn Камчатки ограничивались преимущественно выделенным на карте районом. Такое замечание основано на данных измерений OARn в ряде других районов Камчатки, сделанных рядом исследователей, в том числе автором [например: 26].

Время существования радона, (как и любого радиоизотопа) в закрытой системе не превышает 10 периодов его полураспада, фактически — 7 периодов. В связи с меньшим периодом полураспада путь миграции торона на 3 порядка короче, по сравнению с радоном, и его концентрация в атмосфере значительно ниже, несмотря на то, что кларк тория ( $8 \times 10^{-4}$  вес. %) вдвое больше, чем кларк урана ( $3 \times 10^{-4}$  вес. %) [60].

Подавляющая часть радона поступает в атмосферу в результате естественных ядерных реакций на поверхности и из близповерхностных источников Земли. Образование радона за счет космического излучения и техногенных ядерных реакций очень мало по сравнению с главным источником.

Использование радона, как индикатора природных явлений, в частности землетрясений и извержений вулканов, имеет несколько предпосылок, среди которых главные:

- 1) высокая чувствительность, сравнительная простота, дешевизна и надежность современной измерительной аппаратуры, позволяющая обнаруживать очень низкие (порядка  $10^{-16}$  вес. %) концентрации радиогенных газов в «почвенном» воздухе, жидкостях, спонтанных газах, а также гамма-активность от первых мкР/час;

- 2) сравнительно хорошая изученность вариаций радона в связи с различными природными явлениями, прежде всего землетрясениями и извержениями вулканов, и особенностями геотектонического строения различных регионов Мира, в частности п-ва Камчатка;

3) многократное изменение эманационной способности вмещающих пород, сопутствующее не только извержениям и землетрясениям и продолжающееся после их окончания, но, в ряде случаев, предшествующее этим явлениям.

#### **4.2. Исследования радиоактивности источников Новых Толбачинских вулканов, кальдер Карымской и Академии Наук, Кихпинычского вулканического центра, района Паратунского грабена (полигона Сосновка)**

Проведены систематические измерения радона в свободных (спонтанных) газах многочисленных термальных источников, связанных территориально или генетически с извержениями кратера Токарева в оз. Карымском, влк. Карымского и сопутствующей этим извержениям сеймотектонической активизацией. Ряд измерений на «горячих точках» влк. Новых Толбачинских выявил некоторые особенности и тенденции распределения радиоизотопов.

Во время эманационной съемки по снегу в южном секторе Карымской кальдеры вблизи южной зоны Карымских источников было обнаружено повышенное на 2–3 порядка (по сравнению с обычным, фоновым в снегу) содержание радона в снежной толще на профиле длиной 2 км. Такое содержание радона было вызвано мощной сеймотектонической активизацией, начавшейся в преддверии извержения 02.01.1996 г. и продолжавшейся в течение нескольких недель после этого события. Проведенные в последующие годы проверки на профиле в новых снежных толщах обнаружили лишь слабые следы радоновых аномалий.

Многолетние режимные работы на термальных источниках кальдер Карымской и Академии Наук позволили выявить вариации  $OAR_n$  и общие тенденции изменения этого параметра в спонтанных газах наиболее типичных групп источников.

Проиллюстрируем обозначенные тезисы на конкретных примерах и в сравнении с данными предшествующих исследователей. Радиоактивность пород и радиогенных газов БТТИ и его окрестностей измерялась и обсуждалась рядом исследователей [1, 3, 8, 17, 123]. Содержание материнских радиоактивных элементов в породах

БТТИ близко к среднему для пород такого типа (магнезиальных и субщелочных глиноземистых базальтов). В породах ЮП БТТИ обнаружены микроскопические сгущения с высоким содержанием урана, предположительно связанные с микрокристаллами-концентраторами или микроскопическими обособлениями ЕРЭ. По нашим подсчетам [8], в изверженных породах такие сгущения концентрировали иногда до 20% урана.

В неизмененных породах БТТИ содержания урана и тория близки к кларковым, коррелируют с содержанием щелочей, прежде всего калия, и по ряду параметров свидетельствуют о существенном влиянии «коровой составляющей». В некоторых измененных породах имеется корреляция с содержанием фтора. Обращает на себя внимание неравновесность материнских и дочерних изотопов уранового ряда в породах БТТИ (избыток радия, не подкрепленного ураном). В то же время, в ксенолитах мел-палеогенового возраста, вынесенных этим извержением с глубины ~2 км, подобная неравновесность отсутствует [17]. Отчетливо прослеживается главная региональная особенность распределения ЕРЭ в четвертичных вулканитах Камчатки — низкое торий-урановое отношение.

Концентрация радиогенных газов (по существу — OARn) определялась в пепловом шлейфе 03–06.09.1975 г. [1] и составила  $10^{-9}$  Ку/м<sup>3</sup> ( $n \times 10^3$  Бк/м<sup>3</sup>), что превышало фон на 2 порядка. Затем в сентябре 1981 г. Ю. В. Адамчук и П. П. Фирстов [3] определили объемные концентрации радона до 5 эман ( $1,8 \times 10^4$  Бк/м<sup>3</sup>) в фумаролах и микрограбене СП.

В последующие годы, начиная с 1991 г., периодически повторялись измерения в тех же и других местах БТТИ. В микрограбене и фумаролах Первого и Второго конусов в тех же точках OARn снизилась на порядок, по сравнению с измеренной 10 лет назад Адамчуком и Фирстовым, и не превышала  $3,5 \times 10^3$  Бк/м<sup>3</sup> ~ 1 эмана. [27]. В таких же пределах была OARn и в фумаролах Южного конуса. В последующий период наблюдалось дальнейшее снижение концентрации радиогенных газов в фумаролах и трещинах на конусах БТТИ. В 2000–2005 гг. на высокотемпературных участках СП и ЮП БТТИ (бывших фумаролах) OARn не превышала  $2,5 \times 10^3$  Бк/м<sup>3</sup>.

Обращает на себя внимание хорошая проницаемость, отсутствие плотных экранирующих слоев на приповерхностных эффузивно-эксплозивных образованиях БТТИ и его окрестностей. По нашим наблюдениям и по данным предыдущих исследователей, зона аэра-

ции на шлаковых конусах БТТИ достигает первых десятков метров [130]. Очевидно, в связи с этим в шлаках и лавах, которые обычно сильно трещиноваты и проницаемы, на глубинах порядка первых метров происходит разбавление почвенного радона атмосферным воздухом, вследствие чего в окрестностях БТТИ OARn на глубине 0–0,5 м, как правило, не превышает 70 Бк/м<sup>3</sup>.

В то же время, в скважинах, верхняя часть которых до глубины 10 м обсажена, OARn на 1–2 порядка больше —  $n \times 10^3$  Бк/м<sup>3</sup>. По нашим замерам в 1990–2000 гг., OARn было до  $3 \times 10^3$  Бк/м<sup>3</sup> в сравнительно неглубоких (до 5–7 м от земной поверхности) пещерах в 2 км к западу от Южного конуса БТТИ. Небольшое повышение OARn (до  $1 \times 10^3$  Бк/м<sup>3</sup>) наблюдалось под коркой спекшихся пород на внутренней кромке кратера в юго-западном секторе Первого конуса и на верхней части склона конуса ЮП. При замерах в «горячих» (до 600°С) точках не наблюдалось корреляции OARn с температурой, как и в предыдущих исследованиях [3]. Следует отметить также очень слабое выделение фумарольных газов во всех исследованных на горячих точках БТТИ по сравнению с фумаролами некоторых других вулканов (например, Мутновского) и гидротермальных систем. Скорость выделения газов из термальных источников БТТИ через 10 лет после окончания извержения нигде не превышала 0,3 м/сек.

Сравнительно высокие значения OARn (до  $5 \times 10^4$  Бк/м<sup>3</sup>) были обнаружены в 2000 г. в свежих трещинах-провалах в 300 м к западу от подножия соп. Высокой и в 2001 г. в похожих трещинах в 100 м к северу от соп. Конус (в 1,5–2 км южнее центров извержений СП). Высокие значения иногда повторялись при последующих измерениях, проведенных как через несколько дней, так и повторенных в последующие 5 лет [27].

Периодически в районе БТТИ проводились измерения гамма-активности радиометром СРП 68–01. В первые годы после окончания БТТИ гамма-активность горячих участков и расположенных на них фумарол была близка к гамма-активности неизмененных пород сходного состава. Радиоактивность на магнезиальных базальтах СП составляла 5–7 мкР/ч., на субщелочных мегаплагиофировых лавах — 10–13 мкР/ч.; заметно повысилась в августе — сентябре 2005 г. вблизи микрограбена 2-го конуса СП — до 20 мкР/ч. Обсуждение полученных результатов, в частности, значительного повышения гамма-активности будет сделано в конце главы.

Объемная активность радона в спонтанных фумарольных газах может быть индикатором состояния вулканов и гидротермальных систем. Известны примеры успешного использования вариаций OARn в качестве предвестника землетрясений. В спонтанных газах гидротермальных систем Камчатки, в частности, в кальдерах влк. Карымского и Академии Наук, OARn может достигать высоких значений в  $n \times 10^5$  Бк/м<sup>3</sup> [156]. Субаквальное извержение со дна оз. Карымского, расположенного в кальдере Академии Наук, произошло 02.01.1996 г., одновременно с началом извержения влк. Карымского, продолжающегося с небольшими перерывами до настоящего времени (2010). Этим извержениям предшествовала и сопутствовала сейсмическая активизация, захватившая Карымский вулканический центр [23].

Сейсмическая активизация сопровождалась всевозможными сейсмодислокациями: трещинами, разрывами, провалами и др., особенно заметно проявившимися в зоне разлома субмеридианального направления, трассируемого влк. Академии Наук, Карымский, Двор. Причем, сейсмодислокации проявились наиболее интенсивно в узкой по ширине ~300-метровой зоне, проходящей вдоль р. Карымской от ее истока на протяжении порядка 3–4 км [20].

В результате субаквального извержения возник п-ов Новогодний площадью 0,47 км<sup>2</sup> с подводным кратером и множеством выходов спонтанного газа, в первое время рассредоточенных, а затем локализовавшихся и в большинстве своем вскоре заглохших. В последние годы наиболее активные выходы спонтанного газа проявлялись в русле р. Карымской в 400 м ниже ее истока (источники Бурлящие). Возникли небольшие выходы спонтанного газа в русле руч. Горячего, возникшего после лахара 15.05.1996 г., в 6-й воронке и рассредоточенные слабые выходы на мелководье у южной оконечности п-ова Новогоднего. После субаквального извержения и сейсмодислокаций произошли изменения на существовавших ранее термальных источниках и возникли или активизировались выходы термальных вод и спонтанных газов на берегах оз. Карымского.

Продолжалось активное выделение спонтанного газа на Восточной группе источников Академии Наук, возникли и активизировались источники Западной группы, в ~1 км к востоку в небольшой бухте на мелководье выделялся газ из рассредоточенных выходов источников группы Береговой. На восточном берегу озера, в ~0,8 км к юго-востоку от истока р. Карымской, на пляже и мелководье образовалась протяженная прогретая зона с выходами термальных вод и газов — группа Медвежьих источников.

Источники, приуроченные к п-ову Новогоднему, возникли одновременно с кратером Токарева. Часть источников, приуроченных к п-ову Новогоднему, проявилась через 4 месяца после его образования, вслед за сходом лахара и понижением уровня озера. Большинство этих источников действовало в течение нескольких лет и, судя по высокой OARn, очевидно, была связана не только с поверхностными вулканическими, но также и с более глубинными формированиями. В этой связи представляется, что приуроченные к полуострову источники входят в единую гидротермально-магматическую систему.

Измерения OARn в спонтанном газе термальных источников начаты в марте 1996 г. и периодически проводятся до настоящего времени. Измерения проводятся радиометром РГА-01 по стандартной методике. Территория исследований была разбита на два поля. Первое поле (район 1) — п-ов Новогодний, второе поле (район 2) — оз. Карымское. Внутри каждого поля были выделены объекты более мелкого порядка. В пределах п-ова Новогоднего выделены воронки (1–6), выходы газа в русле руч. Горячего (7), в русле р. Карымской источник Бурлящий (8) и др. По берегам оз. Карымского выделены источники Восточной (1) и Западной (2) групп Академии Наук, Медвежья группа (3), Береговая группа (4). На рис. 17 и в табл. 18–19 каждое место или район отбора спонтанного газа обозначается трехзначной цифрой (например: 170 — в руч. Горячем, 210 — режимная ванна в Восточной группе источников Академии Наук и т. д.).

Среди источников спонтанного газа, местоположения и анализы которых приведены на рис. 17 и в табл. 18–19, сравнительно большой расход (более 1 л/сек.) стабильно имели источники Академии Наук (210, 211) и в несколько раз больший — Береговые источники (240). В первые несколько лет локализованный выход источника Бурлящего (180) имел расход не менее 3 л/сек, в последние годы его выходы рассредоточились, и расход немного снизился.

В составе газов большинства источников (табл. 16) преобладает азот. В некоторых выходах, особенно в источниках Академии Наук, отмечена большая концентрация O<sub>2</sub>, превышающая стандартную ~21% в атмосфере. В руч. Горячем (170) спонтанный газ в первые годы после извержения кратера Токарева содержал ~50% метана, ~2,3% метана в спонтанном газе стабильно действующих Береговых источников (в последние годы количество метана в спонтанном газе Береговых источников возросло до 4 об.%, а в газе руч. Горячего уменьшилось в 6 раз).



Рис. 17. Карта-схема отбора проб спонтанного газа на прибрежных термальных источниках оз. Карымского (в кальдере Академии Наук)

Районы взятия проб: 100 — рассредоточенные выходы у северного берега озера; 150 — воронка 5; 160 — воронка 6; 170 — выходы газа в руч. Горячем; 180 — выходы в источнике Бурлящем; 210 — режимный источник Академии Наук; 211 — самый восточный источник Академии Наук; 220 — Западная группа источников Академии Наук; 230 — Медвежьи источники; 240 — Береговые источники

Таблица 18

## Состав спонтанного газа в 2003 г.

Компонент	Район пробы, об. %							
	160	170	180	210	211	230	240	311
He	0	0,002	0,013	0	0	0	0,002	0
H <sub>2</sub>	0	0,0	0,0	0	0	0	0	0
O <sub>2</sub>	19,029	0,90	1,5	22,347	26,241	1,746	0,935	0,375
Ar	0,934	1,50	1,66	1,56	1,524	1,813	0,869	0,020
N <sub>2</sub>	76,018	49,48	89,58	72,842	69,164	94,429	30,927	1,020
CO <sub>2</sub>	4,0	0,10	7,24	3,2	3,056	1,92	64,96	98,57
CH <sub>4</sub>	0,02	48,12	186*	0,05	0,015	0,092	2,286	0,018
C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	47,7*	Н. о.	0	201,2*	46,9*	278,9*	Н. о.	85,5*
C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	26,2*	Н. о.	14,0*	34,4*	23,2*	11,2*	Н. о.	0,0
C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	2,6*	Н. о.	131*	20,9*	7,0*	27,7*	70,93*	0,9*
C <sub>3</sub> H <sub>6</sub>	0,14*	50,3*	0,71*	5,5*	7,0*	0,7*	86,15*	0,4*
IC <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	0	16,81*	52,7*	1,1*	0,54*	5,4*	11,46*	1,0*
NC <sub>6</sub> H <sub>14</sub>	0	16,3*	36,15*	3,3*	1,4*	6,7*	13,64*	1,8*

Примечание. *Н. о.* — не определялось; \* —  $10^{-6}$ ; 0 — отсутствие или содержание компонента ниже чувствительности прибора. Районы взятия проб — см. примеч. рис. 17; *район пробы 311* — Карымские источники у южного берега оз. Теплово. Гамма-активность в воронках в марте 1996 г. (точки 150, 160) — 39 мкР/ч, весной 1997 г. — 5–7 мкР/ч, в течение последующего периода наблюдений сохранялась на том же уровне.

Таблица 19

Состав OARn в 2003 г. и среднее значение за период наблюдений

OARn	Район пробы, Бк/м <sup>3</sup>							
	160	170	180	210	211	230	240	311
Измерения 2003 г.	920	1100	50000	110000	17000	370	18000	2200
Среднее значение	3348	2376	42289	101670	14000	2648	33500	700
Количество измерений за период наблюдений ( <i>n</i> )	6	10	18	20	4	5	4	6
Тенденция к 2008 г.	<<	<<	=	=	=	<<	=>	<=>

Примечание. «>» — увеличение; «<<» — уменьшение; «=>» — стабильное состояние.

Метан в руч. Горячем определенно связан с захоронением и последующим разложением органики, возможно и рыбы, общее количество которой в озере, по оценке С. И. Куренкова (устное сообщение), достигало 1 млн шт. — порядка 300 т, от этого количества около 30 т (10%) могло быть захоронено при уходе рыбы из озера.

Рыба — озерная нерка, коконь была выпущена в озеро в 1975 г. За 20 лет ее численность в озере могла достигнуть 1 млн шт (300 т). Небольшая часть рыбы «скатывалась» из озера вниз по течению постоянно в течение 10 лет, предшествующих извержению. Перед извержением 02.01.1996 г. начались землетрясения, изменился состав воды, температура которой стала быстро повышаться. Скорее всего, в такой аварийной ситуации рыба стремилась покинуть озеро. Однако события развивались быстро, и какая-то часть рыбы уйти не успела.

За 4–7 лет разложение органики при температуре, повышенной в результате гидротермальной деятельности, в основном, завершилась, и концентрация метана в спонтанных газах заметно снизилась, что и показали систематические измерения [34].

В газах двух групп источников Бурлящих и Береговых — сравнительно высокое содержание тяжелых углеводородов (на порядок выше, чем в газах остальных источников). Там же отмечены повышенные значения OARn и следы гелия (табл. 18–19). При сравнении средних и измеренных в 2003 г. OARn видна общая тенденция к уменьшению этой величины в газах источников 160, 170, 230, расположенных на Новомоднем п-ове (район 1) и на восточном берегу оз. Карымского (район 2) (рис. 18, табл. 18–19).

Приведенные результаты замеров OARn получены в районах территориально и геоструктурно совпадающих (район 1) или приуроченных (район 2) к моногенной вулканической постройке — кратеру Токарева, возникшей 02.01.1996 г., вблизи (в 6 км к югу) от действующего и извергающегося в настоящее время влк. Карымского. Предыдущие исследователи полагали [143], что вариации OARn в спонтанных газах Карымских термальных источников, расположенных у южного края кальдеры влк. Карымского связаны с активностью этого вулкана. Интерпретация представленных данных по OARn в спонтанных газах в кальдере Академии Наук осложняется появлением нового вулкана — кратера Токарева и сейсмодислокациями района исследований.

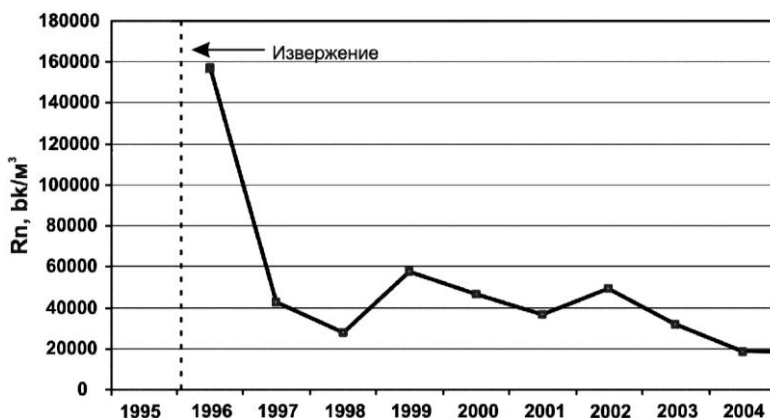


Рис. 18. Объединенный график OARn источников в кальдере Академии Наук с 1996 г. по 2004 г.:

— — недостаток данных. Первые замеры по отдельным источникам были сделаны в апреле 1996 г. Можно полагать с большой долей вероятности, что во время извержения конуса Токарева OARn газа всех источников значительно превышала такую через 4 месяца

При исследовании данных по OARn вообще и, в частности, представленных нами традиционно рассматривались две главных проблемы: источник радона и причины вариаций OARn.

Первоисточником радона является  $^{238}\text{U}$  ( $^{226}\text{Ra}$ ). Величина OARn определяется, прежде всего, содержанием материнского изотопа во вмещающей породе. Содержание материнских радионуклидов, в частности,  $^{238}\text{U}$  и его дочернего изотопа  $^{226}\text{Ra}$ , предшествующего в ряду распада  $^{222}\text{Rn}$ , было исследовано нами ранее в изверженных породах субаквального извержения в кальдере Академии Наук, в ксенолитах, вынесенных этим извержением, и в современных вулканогенных породах влк. Карымского и составляет от 0,4 (в базальтах) до 2,4 г/т (в липаритах) в предпосылке, что  $^{238}\text{U}$  и  $^{226}\text{Ra}$  равновесны [17].

Различные свойства радионуклидов в ряду распада  $^{238}\text{U}$  в сочетании с активными вулканическими и поствулканическими процессами могут вызывать нарушение радиоактивного равновесия. Такое нарушение между  $^{238}\text{U}$  и  $^{226}\text{Ra}$  в молодых (моложе 10 тыс. лет) вулканогенных породах обычно в пользу дочернего изотопа  $^{226}\text{Ra}$  встречается, в частности, в изверженных породах Карымского вулканического центра, где Ra/U отношение достигает 3,33. В поствулканических новообразованиях (в частности, во фторидах) это отношение может быть и выше [17].

Следующим фактором, весьма существенно влияющим на величину OARn, является эманационная способность вмещающих пород, определяемая в основном их проницаемостью и температурой. Проницаемость и, соответственно, удельная поверхность грунтов может существенно изменяться при деформациях [67]. Этот эффект подтвержден экспериментально [76] и является обоснованием для выделения зон разломов и дислокаций по данным радиометрической и эманационной съемки.

Сейсмотектонические деформации вулканогенно-осадочных пород значительно увеличивали их эманационную способность. В мае 1996 г. на профиле протяженностью в 2,1 км, пройденном в южном секторе кальдеры Карымской, в 0,5 км южнее Карымских термальных источников в снежной толще была зафиксирована необычно высокая OARn (до  $10^4$  Бк/м<sup>3</sup>), пришедшая к обычному для снега значению ( $< 70$  Бк/м<sup>3</sup>) на следующий 1997 г. [19]. Воздействие сейсмодислокаций на изменение эманационной способности пород, вмещающих гидротермальную систему, может, вероятно, проявляться

в течение нескольких лет после мощного сейсмического события, постепенно ослабевая по мере уменьшения напряжений и стабилизации этой системы.

Воздействие эксплозий действующего вулкана, расположенного за 6 км от кальдеры Академии Наук, может в значительной мере преобразовываться в связи с продолжающейся перестройкой гидротермальной системы и ослабляться приграничными породами.

Разогревом больших масс твердых пород, вмещающих периферический магматический очаг (и, соответственно, увеличением их эманационной способности) объясняется повышенная на порядок OARn в пеплогазовом шлейфе БТТИ и в многочисленных термопроявлениях в первые годы после этого извержения [3].

Именно этими факторами — сравнительно высокой температурой, большой удельной поверхностью и проницаемостью пород, сформировавших 02.01.1996 г. Новогодний п-ов, — объясняется, видимо, их необычно высокая гамма-активность в первые месяцы после извержения, снизившаяся до обычного значения по прошествии года.

Из представленного нами мониторинга OARn за последние 8 лет и данных предыдущих исследований следует, что в недрах вулкана Академии Наук существует долгоживущая гидротермально-магматическая система с многочисленными выходами термальных источников. Судя по толщам гейзерита, видимая мощность которых достигает 6 м, эта система существует, изливая на поверхность термальные воды и выделяя спонтанные газы, несколько десятков тысяч лет. По нашим наблюдениям и замерам скорость отложения гейзерита < 1 мм в год. Мощность прослоев гейзерита существенно не изменялась во время формирования 6-метровой толщи, т. е. в течение нескольких тысяч лет. Спектральным анализом в гейзерите обнаружен свинец в количестве 0,02 вес. % (аналитики: Чеброва, Округина), очевидно, представляющий собой стабильный (конечный) радиоизотоп в рядах распада  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{235}\text{U}$ .

В составе естественного свинца преобладают изотопы радиоактивных элементов: урана — 95%, актиноурана — 93% и тория — 98% [60]. В гейзерите наиболее вероятны эманации предшественника свинца-206 — радона и продуктов его распада, поскольку эманации торона и актинона в связи с меньшим периодом полураспада значительно ослаблены на пути к поверхности.

Очевидно, на глубине нескольких сотен метров существует эманулирующий коллектор — область накопления радионуклидов, в которой радиоактивное равновесие нарушено в пользу более подвижных материнских изотопов. Из этого коллектора со спонтанным газом стабильно поступает радон, генерирующий радиогенный свинец, обнаруженный в гейзерите. Облучение водного флюида, проходящего вблизи этого коллектора, может вызывать частичную диссоциацию воды, вследствие чего возникает повышенное содержание кислорода в спонтанных газах источников Академии Наук и Береговых [75]. Кроме того, высокое содержание кислорода в источниках 210, 211, превышающее содержание этого газа в атмосфере, может быть связано с подпиткой этих источников метеорными водами с последующим их прогревом и дегазацией растворенного газа. Растворимость кислорода в воде выше растворимости азота почти в 2 раза, что объясняет и повышение содержания кислорода в спонтанном газе данных источников [34]. Смешение холодных метеорных вод с термальными происходит, видимо, на некоторой глубине (в пределах первых десятков метров), затем смешанные воды нагреваются и растворенные газы, в том числе азот и кислород выделяются в отношении  $\sim 1 : 2$ . Прочие источники дополнительного кислорода в спонтанных газах, в том числе диссоциация воды в результате облучения, также возможны (однако, их вклад сравнительно невелик).

Содержание радиоактивных элементов в породах вмещающих гидротермально-магматические системы и объемная активность радона (OARn) в спонтанных газах термальных источников этих систем всегда информативны в научном и практическом аспектах. В случаях приуроченности этих систем к действующим вулканам и извержениям, связанным с сейсмотектонической активизацией, информативность подобных данных возрастает.

Далее приведены данные по измерениям OARn в свободных газах Карымских термальных источников, расположенных в 3,5 км к югу от центра извержения — влк. Карымского. Его последнее извержение началось 02.01.1996 г. и продолжается с небольшими перерывами до настоящего времени (2010).

Измерения OARn в свободных газах термальных источников производились во время полевых работ с начала 1996 г. до 2008 г. не реже 2 раз в год (обычно весной и осенью) радиометром РГА-01 по стандартной методике [126]. Район работ, расположение термальных источников и, соответственно, точек отбора проб показаны на карте-схеме (рис. 19).

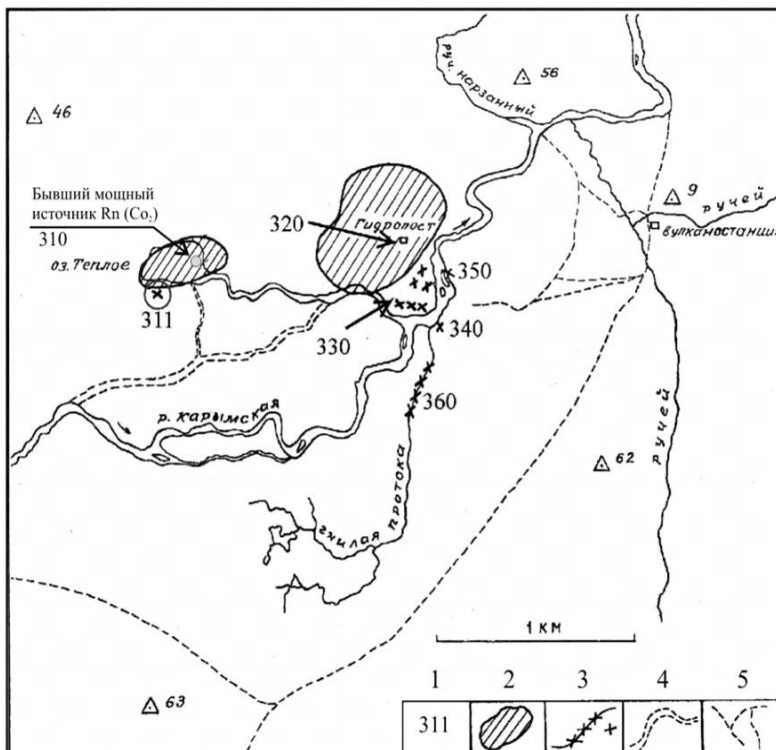


Рис. 19. Карта-схема расположения Карымских источников, участка работ и отбора проб для определения OARn на термальных источниках в южном секторе Карымской кальдеры:

1 — места сосредоточенного выделения  $\text{CO}_2$  после начала извержения 1996 г.; 2 — участки, на которых после извержения 1996 г. ослабла или прекратилась активность термальных источников; 3 — места появления новых или активизации бывших термальных источников и обозначенные трехзначными цифрами (например, 310) места отбора проб на OARn; 4 — положение новой протоки р. Карымской, образовавшейся после майского лахара 1996 г.; 5 — полевые тропы

В процессе работ были обнаружены выходы свободных газов в термальных источниках, многие из которых возникли после начала извержения, сопровождавшегося мощной сейсмотектонической активизацией, и в течение нескольких последующих лет либо прекратили существование, либо OARn в них снизилось до фоновых значений ( $\sim 70 \text{ Бк/м}^3$ ). В то же время, в начале (или в преддверии)

извержения прекратилась фумарольная деятельность расположенного в кальдере влк. Карымского у восточного берега оз. Теплового — самого мощного теплового ( $\sim 40^\circ\text{C}$ ) источника, выделяющего диоксид углерода с высокой OARn (до 8 эман  $\sim 30\text{ кБк/м}^3$ ) [143]. Весной 1996 г. после схода майского лахара в ближайших окрестностях этого источника, в 50 м южнее оз. Теплового возникло небольшое озеро площадью  $\sim 100\text{ м}^2$  с множеством мелких термальных источников, OARn которых в первые годы (1996–1998) составляла первые  $\text{кБк/м}^3$ , затем медленно снизилась в течение последних 10 лет до уровня  $\sim 1\text{ кБк/м}^3$ . Максимальные величины OARn порядка нескольких  $\text{кБк/м}^3$  (первые эманации) были зафиксированы в первые 2 года после начала извержения, затем плавно снижались, и в 2005 г. значения OARn  $\sim 1\text{ кБк/м}^3$  сохранились лишь в одном из контролируемых источников.

Данные измерений по всем точкам, имели общую тенденцию и, очевидно, общий источник. В связи с этим полученные результаты были сведены в единый массив (рис. 19, 20) и сравнены с данными и представлениями предыдущих работ автора и других исследователей.

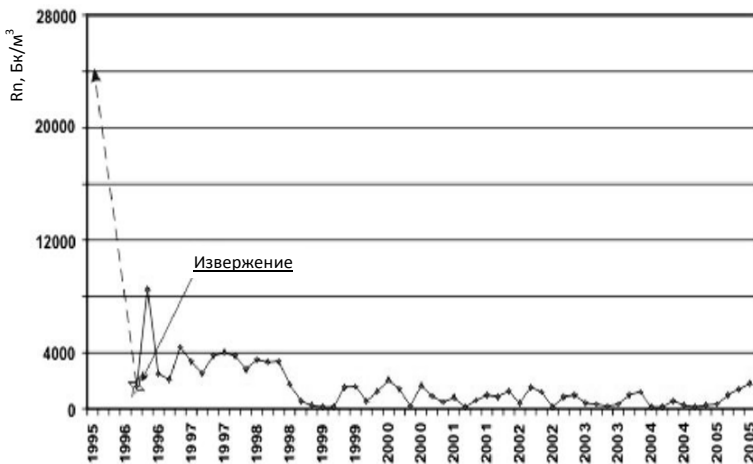


Рис. 20. Изменение объемной активности радона (среднее значение) в свободных газах

Карымских термальных источников с 1995 по 2005 г.

\* — начало извержения вулкана Карымского, продолжающееся до настоящего времени (2009); видимо, максимальная OARn режимного Карымского источника до извержения составляла порядка  $25\text{ кБк/м}^3$

В вулканитах Кихпинычского долгоживущего вулканического центра (далее — КДВЦ) содержание радиоактивных элементов в глинах термальных полей (табл. 20), образовавшихся в результате гидротермальной деятельности, выше среднего (кларкового), характерного для неизмененных пород сходного химического состава [86].

Наиболее высокие содержания U и Th в белых каолининовых глинах кипящих котлов и в каолинизированных дацитах Южно-Кихпинычского термального поля (далее — ЮКТП). Вместе с тем, в гидротермально измененных породах КДВЦ наблюдаются значительные (до порядка и более) вариации ЕРЭ. Наряду с характерными для камчатских вулканитов сравнительно небольшими содержаниями тория и, соответственно, невысокими индикаторными торий-урановыми отношениями, в измененных породах КДВЦ встречаются разновидности со значительным преобладанием тория (см. табл. 20) и высокими отношениями Th/U.

В районе КДВЦ сравнительно высокие OARn отмечены на Северном термальном поле в кратере влк. Старый Кихпиныч (табл. 21). В районе этого поля в 1982 г. произошло обрушение, фиксированное по ИК-аэрофотосъемке в виде горячего кольца. После августовского землетрясения 1983 г. площадь разогрева на этом поле продолжала увеличиваться как минимум до 1993 г. [78]. К 1997 г. площадь обрушения увеличилась почти вдвое. Высокое содержание OARn фиксировалось одновременно с продолжающимся процессом разрушения северной стенки кратера.

Узонско-Валагинский разлом делит постройку влк. Старый Кихпиныч на две части [148]. В зонах разломов земной коры может сильно увеличиваться длительность и величина радоновой предвестниковой аномалии, а также размеры зоны ее проявления [167]. Возможно, свою лепту в увеличение OARn на этом термальном поле внесло готовящееся сильное декабрьское землетрясение 1997 г. в районе пос. Усть-Камчатск ( $K=15,5$ ). Очень высокая OARn, проявившаяся за несколько лет до этого события, могла быть его предвестником. Радоновые предвестники землетрясений могут появляться за несколько месяцев перед сильными ( $K=15-17$ ) землетрясениями [72]. Известно также, что вне очаговой зоны радоновый эффект обусловлен изменением напряженного состояния пород в процессе подготовки землетрясения.

Таблица 20

Содержание ЕРЭ в гидротермально измененных породах  
Кихпиньчского долгоживущего вулканического центра

№ п/п	U, г/т	Th, г/т	K, вес. %	Th/U	Местоположение, состав
1	2,1	46	1,3	21,9	Южно-Кихпиньчское
2	2,8	8	0,72	2,86	Термальное
3	2,4	4,6	0,58	1,91	Поле, сложенное преимущественно каолинитами
4	3,8	5,5	1,02	1,45	Каолиниты
5	31	4,2	0,15	0,13	«
6	3,5	7,3	2,1	2,09	«
7	2	3	0,34	1,5	«
8	1,7	2,1	0,34	1,24	Южно-Кихпиньчское термальное поле; обеленная порода и пестрая каолинитизированная порода
9	6,2	8,4	4,97	1,35	
10	3,6	2,8	0	0,78	Южно-Кихпиньчское термальное поле, каолинит, алунит, пирит, каолинит, аморфный кремнезем
11	1,8	3,1	1,03	1,72	
12	2,2	2,9	0,13	1,32	
13а	0,3	1,2	0	4,3	Вершина соп. Желтой, юго-западный сектор; каолинит — алунитовая измененная порода
13б	1,5	1,1	0,4	0,73	
14	0,3	0,1	0,04	0,33	
15	0,1	0,9	0,06	9	Кратер влк. Старый Кихпиньч, поле Южное; обеленная порода
16	0,4	0,8	0,06	2	
17	2,2	2,9	0,13	1,32	
18	2,3	3,5	0,24	1,52	
19	3	<1	0,07	<0,33	Верхне-Гейзерное поле; голубая глина с пиритом
20	1,1	2,5	0,76	2,27	
21	1,9	0,9	0,52	0,47	Верхне-Гейзерное поле; красноватая глина и светлая глина с серой
22	3,5	8	0,44	2,29	

Примечание. Гамма-спектральный метод, анализы выполнены в Аналитическом центре ИГиГ СО АН.

Таблица 21

**Содержание радона в спонтанных газах  
гидротермальных систем и источников Камчатки**

№ п/п	Гидротермальная система, источник	Температура на поверхности, °С	Кол-во определенных Rn	Rn <sub>max</sub> , Бк/м <sup>3</sup>
<i>Высокотемпературные системы и источники*</i>				
1	Узон-Гейзерная	30–98	73	3 700 000
2	Паужетская	47–100	34	2 405 000
3	Больше-Банная	40–98	15	5 550 000
4	Киреунская	48–98	7	1 794 500
5	Источники Академии Наук	99	4	962 000
6	Кошелевская	35–99	8	666 000
<i>Низкотемпературные системы и источники*</i>				
1	Начикинская	75–80	11	296 000
2	Налычевская	68–70	13	29 600
3	Карымские источники	24–40	81	18 500
<i>Содержание радона на полях КДВЦ (08.1997)**</i>				
1	Конус Савича (влк. М. Кихпиньч), дно кратера	36–43	3	239 000
2	Северное (кратер влк. С. Кихпиньч)	20–95	6	8 490 000
3	Южное (кратер влк. С. Кихпиньч)	78–96	5	5 340
4	Южная кромка кратера влк. С. Кихпиньч	<16	1	88 000
5а	ЮКТП, котлы и источники	68–96	11	1 200 000
5б	ЮКТП, северный край поля, снежник	0	1	1 460 000
6	Южный склон влк. С. Кихпиньч, руч. Извилистый	<16	2	980
7	Исток р. Мутной	<16	2	950

Примечание. Составлено по материалам: \* — [119]; \*\* — [26].

Это изменение вызывает вариации радон содержащих газово-жидкостных потоков, особенно в местах расположения скважин, которые действуют как механические усилители предвестниковых деформаций, и обусловленного ими радонового эффекта. Этим можно объяснить наличие предсейсмических радоновых эффектов на расстояниях, намного превышающих размеры очага землетрясения. В нашем случае вместо скважин «механических усилителей» выступили сольфатары.

Таким образом, на примере Карымского и Кихпиньчского вулканических центров показано, что существенные вариации OARn в спонтанных газах гидротермально-магматических систем могут быть связаны с деформациями вмещающих пород, вызванными изменением сейсмотектонической обстановки [26].

Для выяснения причин вариаций и соотношений  $\alpha$ - и  $\gamma$ -активности пород в реальных условиях был проделан комплекс работ, включающий многолетние периодические измерения в ближайших окрестностях пос. Сосновка на территории учебной базы ФГБОУ ВПО «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга» (далее — КамГУ им. Витуса Беринга).

Главной целью работы было установление возможных причин вариаций объемной активности радона в почвенном воздухе и гамма-активности на учебном полигоне, расположенном у западной окраины пос. Сосновка.

Проведены многолетние (за 5 лет) измерения  $\alpha$ - и  $\gamma$ -излучений на учебном полигоне. Сделаны химические анализы вмещающих пород, лабораторные определения гамма-излучателей этих пород, анализы почвенного и атмосферного воздуха, в котором измерялся радон. Описана геотектоническая обстановка района работ. Проведена соответствующая интерпретация полученных данных.

Исследование радиоактивных элементов помимо теоретической и научно-познавательной значимости, представляет практический интерес для решения ряда вопросов связанных с особенностями геологического строения, геохимии и сейсмотектонической активности конкретных областей и районов. Среди естественных радионуклидов радиогенный газ радон, присутствующий в почвах и горных выработках в превышающих предельно допустимые концентрациях (ПДК), может представлять большую опасность [126, 165].

В настоящем разделе приведено краткое описание ряда параметров и геолого-литологических особенностей учебного полигона, на котором в течение 5 лет (2004–2008) периодически измерялись величины  $\alpha$ - и  $\gamma$ -активности. Проведено сопоставление ряда сезонных изменений этих параметров и предложено возможное объяснение причин вариаций  $\alpha$ - и  $\gamma$ -активности.

Сосновский полигон размером  $\sim 200 \times 300$  м расположен у восточного подножья хребта Тополового, одного из юго-восточных отрогов Срединного хребта на западной окраине пос. Сосновка. Полигон находится на склоне с крутизной в верхней северной части  $\sim 5^\circ$ , в нижней южной —  $\sim 2^\circ$ . Песчано-глинистые породы, слагающие поверхность полигона до глубины 11 м и, возможно, глубже, образовались в процессе выветривания, переотложения и литификации мел-палеогеновых пород Срединного хребта в результате одного, возможно, нескольких последовательно наслаивающихся отложений конусов выноса, сформированных в результате мощного оледенения. Состав пород, вероятно, был близким к андезитам. Возраст песчано-глинистых отложений соответствует, очевидно, нескольким десяткам тысяч лет (времени окончания последнего крупного голоценового оледенения) [59].

Согласно последним исследованиям Леонова (устное сообщение) это было крупное оледенение, закончившееся порядка 130 тыс. лет назад и оставившее моренный, преимущественно глинистый, с примесью гальки и валунов материал по всему западному побережью и по долинам некоторых рек восточного побережья Камчатки.

Сравнительно недавно ( $\sim 15$  лет назад) территория полигона была засеяна культурными растениями. При этом, местами на глубине  $\sim 15$ – $20$  см сохранились прослой псаммитовых и псефитовых пеплов извергнутых действующими 100 лет назад (влк. Ксудач) и несколько ранее (влк. Ксудач и Опала) [97].

Полигон входит в зону активной сравнительно долгоживущей геотектонической структуры — Паратунского грабена, заложение которого относится к началу плейстоцена — порядка 1,5 млн лет назад [59].

Следы древних и свежих оползней и обвалов, блуждание русел мелких и средних водотоков в пределах Паратунского грабена свидетельствуют о современной периодической активизации структуры в целом и неравномерности деформаций ее отдельных участков. Одним из таких участков и является исследуемый нами Сосновский учебный полигон.

Породы, слагающие поверхность полигона на глубину 2,5 м и немного глубже, относятся к типичным ледниковым, монтмориллоновым глинам [60]. Для этих типов глин характерно разбухание, что подтверждено нами экспериментально. В образце глин, взятых у восточной окраины полигона с глубины 50 см, объемный вес после высушивания при  $T=400^{\circ}\text{C}$  составлял  $0,7\text{ г/см}^3$ , а при полном водонасыщении возрастал до  $1,44\text{ г/см}^3$ , т. е. более чем на 50%. В составе глин, слагающих поверхность полигона, преобладают окислы кремния, алюминия и железа. Потери при прокаливании этих пород приближаются к 20%. Содержания кремния и калия, обычно сопутствующих РАЭ, — сравнительно низкие (табл. 21). Согласно данным некоторых геофизических методов, проводившихся в 2004–2008 гг., и по разрезам вскрытых скважинами близ полигона в окрестностях пос. Николаевка, в пределах полигона и его ближайших окрестностей мощность глинистых отложений может достигать 100 м.

При исследовании параметров полигона сделаны химические анализы глинистых грунтов, слагающих его поверхность (табл. 22), а также атмосферных и почвенных газов в его пределах (табл. 23). Основное внимание уделено проводящемуся в течение 5 лет измерению интегральной гамма-активности и объемной активности почвенного радона (табл. 24).

Замеры  $\gamma$ -активности на полигоне проводились в конце мая — начале июня в 2004–2008 гг. радиометром СРП-68–01. Большая часть замеров проводилась в 0–1 см от земной поверхности и несколько раз в шурфах глубиной до 2 м. Измерения ОАРп выполнялись тогда же радиометром альфа-активных газов РГА-01 в предварительно проделанных скважинах-бурках глубиной 0,8 м. В бурку вставлялся перфорированный пробоотборник с конусом-уплотнителем, затем газ закачивался в сцинтилляционную камеру объемом 0,5 л и анализировался в первую минуту. Методика измерений соответствовала методикам, как описанной в прилагаемых к радиоизмерительным приборам инструкциям, так и приведенной в работах ряда исследователей (например, Титаева [127]). Был сделан хроматографический анализ главных компонентов почвенного газа в контрольной точке и атмосферного воздуха в 2 м над ней. Как видно из данных анализов, по содержанию главных компонентов азота и кислорода состав почвенного газа мало отличается от стандартного анализа приземного атмосферного воздуха. Отличие почвенного газа, взятого из бурки в контрольной точке, — в высоком (вдвое большим по сравнению с атмосферным) содержанием двуокиси углерода (табл. 24).

Таблица 22

## Химический состав сосновской глины

Химические элементы	Состав образцов, вес. %		
	Сосновка, 27.05.2005 г.	A-40/07, 08.11.2007 г.	A-41/07, 08.11.2007 г.
SiO <sub>2</sub>	38,17	47,1	45,4
TiO <sub>2</sub>	1,21	1,36	1,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,36	20,4	21,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,86	7,85	6,62
FeO	4,19	2,73	4,02
MnO	0,15	0,22	0,24
MgO	2,26	1,01	1,0
CaO	1,98	2,62	2,84
Na <sub>2</sub> O	1,61	0,93	0,98
K <sub>2</sub> O	0,48	0,72	0,7
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	8,48	–	–
П.п.п.	18,40	14,5	15,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,46	0,39	0,34
Σ	100,28	99,83	99,88
S, %	–	0,09	0,1
F, %	–	<0,01	<0,01
Th (ppm)	–	7	7
Pb (ppm)	–	21	24
Cu (ppm)	–	48	54
Ba (ppm)	–	428	337

Примечание. «–» — элемент не определялся. Образец *Сосновка* взят с глубины 1,7 м, образцы *A-40/07* и *A-41/07* — с глубины 0,2 и 0,4 м соответственно (аналитики: *Сосновка* — Т.Г.Осетрова, Ин-т вулканологии, 20.10.2004 г.; *A-40/07* и *A-41/07* — Е.В.Карташова, Ин-т вулканологии и сейсмологии, 21.11.2007 г.). Существенные различия в содержании компонентов «Сосновка» и 40/07, 41/07 связаны не только с тем, что два последних образца, судя по соотношению 2-х и 3-валентного железа, взяты из зоны аэрации, но и с различной методикой анализов, не показавших H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> в двух последних образцах.

Таблица 23

Концентрация стандартных изотопов  
гамма-излучателей в сосновской глине

№ п/п	Изотоп	По линии, кэВ	Концентрация, Бк/кг
1	<sup>2</sup> Th	583	1,6 ± 0,5
2	<sup>238</sup> U	609	0,5 ± 0,1
3	<sup>40</sup> K	1460	26,4 ± 2,7

Примечание. Лабораторные измерения содержания гамма-излучателей выполнены с помощью полупроводникового гамма-спектрометра «*Canberra*» с блоком детектирования *GC-3020* руководителем группы радиоактивности окружающей среды д-ром хим. наук Ю. А. Сапожниковым в декабре 2005 г. (г. Москва). Близкие значения гамма-активности сосновской глины были обнаружены при гамма-спектрометрическом анализе в лаборатории КамГУ им. Витуса Беринга (устное сообщение зав. лабораторией проф. В. П. Федорченко). Из приведенных в табл. данных следует, что на момент проведения анализа порядка 86 %  $\gamma$ -излучения создавал <sup>40</sup>K ( $\gamma$ -излучатели конечных рядов распада урана и тория обладают очень малым периодом полураспада и за 1,5 года, прошедшие после отбора образцов, могли существенно снизить активность).

Таблица 24

Состав почвенного газа в контрольной точке  
и атмосферного воздуха в 2 м над ней (об. %)

Компоненты	АС-1/07, контрольная точка, почвенный газ	АС-2/07, атмосфера
He	0	0,0016
H <sub>2</sub>	0	0,0006
O <sub>2</sub>	19,431	20,304
Ar	0,930	0,901
N <sub>2</sub>	77,771	77,950
CO	0	0
CO <sub>2</sub>	1,680	0,620
CH <sub>4</sub>	0,06	0,03
C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> · 10 <sup>-6</sup>	172,5	115,0
C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> · 10 <sup>-6</sup>	13,4	7,4
C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> · 10 <sup>-6</sup>	2,7	2,7
C <sub>3</sub> H <sub>6</sub> · 10 <sup>-6</sup>	5,6	5,0
IC <sub>4</sub> H <sub>10</sub> · 10 <sup>-6</sup>	40,7	33,4
NC <sub>4</sub> H <sub>10</sub> · 10 <sup>-6</sup>	20,2	18,5

Примечание. В каждом из приведенных анализов газа приведены усредненные данные.

В 2004 г. измерения  $\gamma$ - и  $\alpha$ -активности на полигоне проводились по сетке через 50 м двумя сериями с интервалом в 6 дней. В обоих случаях сериям замеров на полигоне предшествовали мощные циклоны с обильными осадками. Для измерений выбирались наиболее ясные и безветренные дни с устойчивыми, сравнительно стабильными метеоусловиями. Первая серия измерений была проделана через 2 дня после окончания циклона, вторая — через 1 день. Каждый раз замеры проводились в течение одного дня. Перед измерениями на полигоне и после их окончания проводились замеры  $\alpha$  и  $\gamma$  в контрольных точках, расположенных в пределах полигона и в атмосфере на высоте 2 м над земной поверхностью. Периодические измерения OARn в контрольной точке проводились в течение 10 дней. Измерялись также атмосферное давление, температура воздуха и скорость ветра. Определялись общие характеристики метеоусловий. В 2005 г. измерения  $\gamma$  и  $\alpha$  в контрольной точке проводились в течение 10 дней, как и в предшествующем году. На площади полигона оба вида измерений проводились в течение одного дня. В 2006 г. измерения проводились только в контрольной точке, в 2007 г. были проведены разовые измерения на полигоне и серия измерений в контрольной точке 23–30.05.2007 г. В 2008 г. в последних числах мая были сделаны замеры  $\gamma$  и  $\alpha$  в контрольной точке.

При проходке шурфов и скважин-бурок в конце мая 2004–2008 гг. на глубине 30–60 см встречались прослой мерзлых пород, преимущественно глин, местами выклинивающиеся. Обычно к середине июня в 2004–2007 гг., а в 2008 г. — в конце мая, мерзлые прослой полностью оттаивали и в новых бурках и шурфах не обнаруживались.

В результатах измерений обнаружена сравнительно невысокая и стабильная гамма-активность от 2,7 мкР/ч (в атмосфере на высоте 2 м над поверхностью полигона) до 6 мкР/ч (в шурфе на глубине 2 м), средняя  $\gamma \sim 3,9$  мкР/ч и довольно высокая сильно варьирующая OARn — от 400 до 7300 Бк/м<sup>3</sup> (средняя  $\alpha \sim 1900$  Бк/м<sup>3</sup>). В доме с хорошей постоянной вентиляцией минимальная  $\alpha = 300$  Бк/м<sup>3</sup>, в атмосфере на высоте 2 м над поверхностью полигона  $\alpha$  не превышала 70 Бк/м<sup>3</sup>. Значительные вариации OARn наблюдались при повторных замерах в одних и тех же точках — как на профилях, так и в контрольных точках. Метеоусловия при проведении большинства серий замеров изменялись незначительно (табл. 25).

Таблица 25

Средние значения и вариации  $\alpha$   
в почвенных газах и  $\gamma$  на поверхности полигона

Дата	Среднее $\alpha$ , Бк/м <sup>3</sup>	Среднее $\gamma$ , мкР/ч	$P$ , мм рт. ст.	$T$ , °С	Ветер, м/сек	Примечание
1	2	3	4	5	6	7
05–06.2004	<u>1800 (30)</u> 600–7300	<u>3,6 (25)</u> 2,7–4,5	754	12	4	Высокая облачность
05–06.2005	<u>2000 (25)</u> 700–5500	<u>3,6 (20)</u> 2,8–4,4	750	13	3	Ясно
05–06.2006	<u>1900 (10)</u> 400–2700	<u>3,8 (8)</u> 3,0–4,4	745	13	4	Высокая облачность
05–06.2007	<u>1900 (25)</u> 600–5100	<u>3,7 (20)</u> 3,0–4,5	750	11	3	Низкая облачность
08.11.2007	<u>570 (2)</u> 460–680	4,0 (1)	750	–3	1	Ясно, ветер 3 м/сек, верхний слой почвы местами промерз до 3 см
29.05.2008	1800(2)	4,5	756	8	<1	17:50, контрольная точка: пасмурно, слабый дождь, остаток сезонно промерзающего слоя
30.05.2008	700(2)	4,5	758	4	2	09:30, контрольная точка: сезонно промерзающего слоя не обнаружено

Примечание. *Графа 1* — работы и замеры обычно начинались в конце мая и заканчивались в середине июня, лишь один из замеров сделан в ноябре 2007 г. *Графы 2, 3: в числителе* — среднее из замеров в контрольной точке и на площади полигона, *в скобках* — количество замеров, *в знаменателе* — вариации значений «от... до...». *Графы 4, 5 и 6* — средние значения параметров на начало и окончание работ; единичные замеры в атмосфере, помещении и шурфе не приводятся.

Мониторинг OARn был проведен с 17.06.2005 г. по 07.08.2005 г. одновременно в бурке, контрольной точке и в жилом помещении, расположенном на территории полигона (рис. 21). Абсолютные значения OARn при измерении РГА-01 и устройством «Ревар», примененном при мониторинге, различны. По замерам РГА-01 величина OARn выше и различия между отдельными, дискретными замерами более резкие (различия связаны, очевидно, с калибровкой и особенностями методик; главное отличие измерений OARn прибором «Ревар» в том, что измерение производится по продуктам распада Rn). Общие тенденции вариаций OARn, выявленные с помощью серий этих измерений весьма схожи.

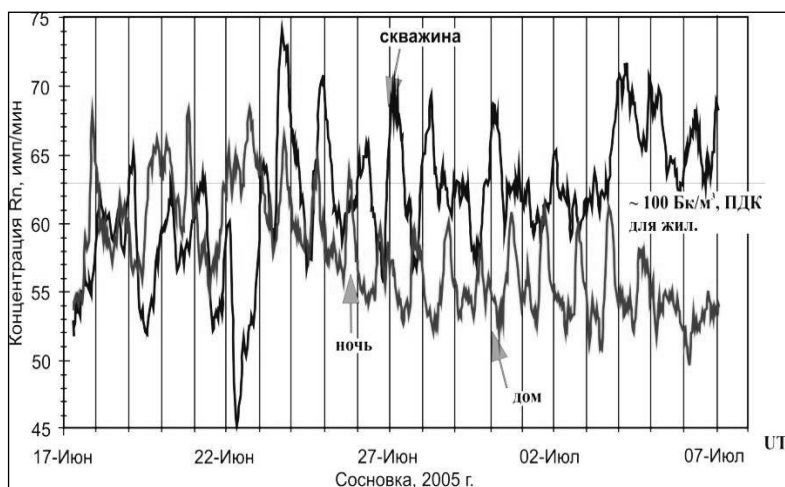


Рис. 21. Данные мониторинга OARn в скважине (контрольная точка) и в жилом помещении

В июле — августе 2009 г. были проведены работы по исследованию  $\gamma$ -активности и OARn в долине р. Быстрой у пос. Эссо и в 10 км юго-западнее поселка. В ближайших окрестностях района работ действующих вулканов нет. Согласно исследованиям геологов [37], на бортах длины р. Быстрой расположено множество сравнительно небольших четвертичных вулканов, в том числе голоценовых. В районе работ разрез приповерхностных слоев долины состоит из двух слоев. Верхний, мощностью 0,5–0,8 м, представляет собой однородный лессовидный материал без признаков слоистости, практически

не содержащий более крупных включений обломков и гальки. Это породы по внешним признакам близкие к глине. В сухом и немного литифицированном состоянии — ближе к суглинку. По химическому составу эти породы близки к базальтам:  $\text{SiO}_2$  — 50,3%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 15,5; К — 1,08; п.п.п. — 16,7, отличаясь высоким, характерным для глин, содержанием летучих, преимущественно воды.

Ниже расположен слой обломков, валунов и гальки размером до 1 м, редко больше, в среднем порядка 0,3 м заключенных в песчаноглинистые отложения. Видимая мощность этого слоя более 2,5 м. По химическому составу этот горизонт пород (анализ сделан для средней фракции размерности песка-дресвы) отвечает андезитам, андезито-дацитам.

Гамма-активность района исследований сравнительно монотонная — 5–8 мкР/ч. OARn более контрастна — от 2 до 5 кБк/м<sup>3</sup>. Сравнительно высокие значения этого параметра обусловлены, очевидно, расположенным на некоторой (сотни метров) глубине эманулирующим коллектором. Большие вариации и встречающиеся иногда низкие значения OARn, возможно, связаны с грунтами, создающими в некоторых местах плохо проницаемые зоны. В целом, по данным радиометрических исследований, просматривается сходство районов Сосновки и Эссо.

Оба района расположены в зонах сравнительно активных, постоянно подновляющихся разломов. В районах приповерхностные горизонты до глубины порядка 1 м представлены преимущественно глинами с невысокой  $\gamma$ -активностью в пределах 6 мкР/ч. Причем, специальный дифференцированный анализ, сделанный для сосновских глин, показывает, что главным  $\gamma$ -излучателем является <sup>40</sup>K. В районах наблюдается нестабильная во времени и в пространстве OARn, явно повышенная более чем на порядок против ожидаемой на основе состава вмещающих пород.

Отсюда следует, что радон в приповерхностные горизонты поступает с некоторых глубин, где, очевидно, располагаются эманулирующие коллекторы, представляющие собой рудопроявления ЕРЭ, в которых радиоактивное равновесие сдвинуто в сторону преобладания дочерних изотопов радия, выделяющих радон, поступающий к земной поверхности с восходящими потоками и накапливающийся в приповерхностных образованиях. Рудопроявления ЕРЭ, скорее всего, имеют гидротермальный генезис, как и большинство подобных образований [90].

### 4.3. Обсуждение результатов исследований радиоактивности и объемной активности радона

Содержание урана в вулканогенных породах и разноглубинных ксенолитах Камчатки обычно ниже кларковых значений [17, 123]. В то же время OARn в свободных газах гидротермальных источников, в гидротермально-измененных породах и в снежных толщах, по сезонам покрывающих и обрамляющих эти источники, достигает иногда величин в десятки и сотни тысяч Бк/м<sup>3</sup> [19, 26], т. е. явно превышает ожидаемые величины этих параметров.

Высокие значения OARn связаны, с образованием эманулирующих коллекторов в зоне вскипания геотермального флюида [122]. Условия формирования таких коллекторов соответствуют условиям возникновения гидротермальных, эпигенетических месторождений радиоактивных элементов,  $T = \sim 150^\circ\text{C}$  и глубины  $\sim 0,3$  км [101]. Вероятен сдвиг радиоактивного равновесия в пользу дочернего изотопа  $^{226}\text{Ra}$  относительно материнского  $^{238}\text{U}$  в верхних горизонтах эманулирующего коллектора. Подобное нарушение довольно обычно для современных и голоценовых вулканогенных пород [123] и особенно сильно (до порядка) проявляется в некоторых типах современных гидротермально-измененных пород, в частности, во фторидах [17].

При формировании гидротермальных рудопроявлений радиоактивных элементов в условиях, соответствующих глубинам нескольких сотен метров, сдвиг радиоактивного равновесия может достигать 3-х и более порядков. Такие соотношения были установлены в минеральных новообразованиях (преимущественно барите), отложенных на глубине  $\sim 500$  м фумаролами действующего подводного влк. Пийпа [21]. В условиях суши это соответствует глубинам  $\sim 250$  м и  $T = \sim 150^\circ\text{C}$  [101].

Эманулирующие коллекторы с повышенными содержаниями  $^{226}\text{Ra}$  могут формироваться в глинах, суглинках и осадках из гидрокарбонатных вод, которые являются хорошими сорбентами, в естественных условиях обычно характеризуются сравнительно высокими, по сравнению с породами других типов, концентрациями радия и обладают высокими коэффициентами эманации  $^{222}\text{Rn}$  [67].

Вариации объемной активности радона в значительной мере обусловлены деформациями горных пород, сопутствующими сейсмотектоническим активизациям. Так, в Карымском вулканическом центре мощная сейсмотектоническая активизация сопутствовала воз-

никновению и кратковременному извержению 02.01.1996 г. кратера Токарева, а также одновременно начавшемуся и продолжающемуся больше 10 лет извержению влк. Карымского, расположенного в 6 км. Такая активизация вызвала деформации земной поверхности: оползни, обвалы, разрывы и другие обрушения. Эти явления сопровождалась значительным возрастанием OARn в спонтанных газах источников Академии Наук и в газах других новых источников, возникших в кальдере Академии Наук. Одновременно прекратилась фумарольная деятельность расположенного в кальдере влк. Карымского мощного теплого ( $\sim 40^\circ\text{C}$ ) источника, выделяющего диоксид углерода с высокой ( $\sim 18 \text{ кБк/м}^3$ ) OARn. В ближайших окрестностях этого источника возникло множество мелких термальных выходов газов с OARn в первые  $\text{кБк/м}^3$ , медленно снижающейся в течение последних 10 лет до уровня  $< 1 \text{ кБк/м}^3$ . Таким образом, на примере Карымского вулканического центра видно, что существенные вариации OARn в естественных газах гидротермально-магматических систем связаны с деформациями вмещающих пород, вызванными изменением сейсмотектонической обстановки.

Отметим главные свойства описываемых радионуклидов и стандартные причины вариаций их содержаний. Среди описываемых в настоящей работе и соответственно создающих измеряемое гамма- и альфа-поле главными материнскими изотопами являются уран —  $^{238}\text{U}$ , весовое содержание в земной коре —  $3 \times 10^{-4}\%$ ; торий —  $^{232}\text{Th}$ , весовое содержание в земной коре —  $8 \times 10^{-4}\%$  и  $^{40}\text{K}$  —  $0,12\%$ .

Уран состоит из двух материнских изотопов собственно урана ( $^{238}\text{U}$ ), доля которого составляет  $99,3\%$  и актиноурана ( $^{235}\text{U}$ ) — доля изотопа  $0,7\%$ . Период полураспада  $^{238}\text{U}$  составляет  $4,51 \times 10^9$  лет,  $^{235}\text{U}$  —  $7,13 \times 10^8$  лет,  $^{232}\text{Th}$  —  $1,39 \times 10^{10}$  лет,  $^{40}\text{K}$  —  $1,31 \times 10^9$  лет. Три перечисленных радионуклида (уран, актиноуран и торий) имеют ряды распада, в которых путем последовательных ядерных превращений ( $\sim 15$ ) образуются новые радионуклиды вплоть до стабильных (конечных в рядах распада) изотопов свинца. Калий-40 не образует ряда распада, превращается в  $^{40}\text{Ca}$ , испуская  $\beta$ -частицу, и путем К-захвата в аргон [60]. В рядах распада, как правило, последующие дочерние изотопы химически более активны и подвижны по сравнению с предыдущими материнскими [127], кроме радона, актинона и торона, которые, являясь газами, обладают большей подвижностью по сравнению с предшествующими, и с последующими в рядах распада радионуклидами. Периоды полураспада перечисленных радио-

генных газов составляют 3,82 сут., 3,9 сек. и 55 сек. Соответственно. В связи с небольшими периодами полураспада актинона и торона, реальное альфа-поле обычно создает преимущественно радон [3], время жизни и дальность миграции которого, по сравнению с актиноном и тороном, значительно больше.

Основные гамма-излучатели (для  $^{238}\text{U}$  98%) в ряду распада полагаются после радиогенных газов. Большинство этих изотопов гамма-излучателей — короткоживущие (в пределах суток). Лишь RaD ( $^{218}\text{Pb}$ ) из семейства  $^{238}\text{U}$  имеет относительно большой период полураспада — 22 года, хотя  $\gamma$ -излучение этого изотопа незначительно [75]. Гамма-поле более стабильно и инертно по сравнению с альфа-полем, и при изменении интенсивности поступления материнских радионуклидов реагирует не так быстро, однако для современных изверженных пород, особенно для минеральных новообразований, время изменения гамма-активности (обычно заметного уменьшения  $\gamma$ ) может измеряться месяцами. Сравнительно стабильным для гамма-поля является калий ( $^{40}\text{K}$ ). Данные гамма-съемки и лабораторного анализа гамма-излучателей в сосновской глине показывают, что именно  $^{40}\text{K}$  является главным гамма-излучателем на сосновском полигоне (табл. 22).

Следующими по  $\gamma$ -активности являются продукты распада Rn. Вклад радиогенных газов Tn и An в связи с малым периодом распада незначителен. Альфа-поле в пределах полигона создает преимущественно радон ( $^{222}\text{Rn}$ ), являющийся радионуклидом, следующим за  $^{226}\text{Ra}$  в ряду распада  $^{238}\text{U}$ . Главные радиоизотопы гамма-излучатели (RaB, RaC, RaC') в ряду распада урана ( $\text{ThC}''$ ,  $\text{ThC}'$ , ThC, ThB,) и в ряду распада тория располагаются после радона и торона [127]. Содержание гамма-излучателей во вмещающих породах-глинах — низкое (табл. 23), средние значения  $\gamma$ -активности в пределах полигона соответствуют концентрации гамма-излучателей, а отклонения от средних значений не превышают 30% (табл. 25).

По сравнению с естественным фоном г. Петропавловска-Камчатского [126],  $\gamma$ -активность полигона заметно ниже. В то же время OARn полигона существенно выше многочисленных определений, сделанных нами в почвенном газе на территории г. Петропавловска-Камчатского и в его ближайших окрестностях.

Очевидно, кроме материнских изотопов вмещающих пород, сравнительно высокие значения и вариации OARn могут быть обусловлены и другими причинами. Так, исследователи, проводившие

многoletние детальные измерения OARn в пределах того же региона, отмечают возможность «случая с сосредоточенными параметрами» — перенос эманаций от обогащенного радием коллектора, либо от минерализованных радоновых вод [135].

На OARn существенное влияние может оказывать изменяющаяся под действием динамических нагрузок эманационная способность горных пород ( $K_3$ ), что установлено как практически [67], на многочисленных природных объектах, так и экспериментально при помещении горных пород под нагрузку [76]. Именно изменение этого параметра лежит в основе использования вариаций OARn для прогноза землетрясений [72]. Изменение эманационной способности горных пород (вулканогенных и вулканогенно-осадочных) и, соответственно, значительные вариации OARn сопутствовали изменению режима извержения влк. Карымского [144]. Этот же эффект стал причиной аномально высокой OARn в снежной толще под влиянием деформации и резкого увеличения  $K_3$  подстилающих пород, произошедшей при мощной сейсмотектонической активизации окрестностей влк. Карымского [19].

С целью выявления зон активизации тектонических структур подобные работы проводились группой специалистов в Карелии и Казахстане, где при вариациях  $\gamma = 10\text{--}35$  мкР/ч, диапазон изменения  $\alpha$  был гораздо больше — от  $1 \times 10^3$  до  $7 \times 10^4$  Бк/м<sup>3</sup> [124]. Аномалии OARn при нормальном значении гамма-поля интерпретировались как активизация тектонических нарушений, находящихся в режиме растяжения.

Объемная активность радона в приповерхностных грунтах Сосновского полигона в весенне-летнее время сравнительно высокая, величины этого параметра по данным замеров РГА-01 различались на порядок, а по данным замеров (автоматической станции) «Ревар» — в несколько раз. Как ранее нами было отмечено, различия абсолютных значений OARn при дискретных замерах РГА-01 и мониторинге реваара, объясняются не только разной калибровкой приборов, но и различной методикой аналитики почвенного газа: РГА-01 анализирует концентрацию радона в газе, а «Ревар» определяет концентрацию радона по продуктам его распада. Кроме того, сезонное время мониторинга (вторая половина июня — начало июля), по сравнению с сезонным временем дискретных замеров РГА-01 (конец мая — начало июня), отличается заметным уменьшением диапазона вари-

аций в продолжение времени мониторинга, что хорошо видно на диаграмме (рис. 20). Содержание радона в почвах зависит главным образом от трех факторов:

- 1) содержания материнских радионуклидов в почвах и подстилающих породах;
- 2) проницаемости почв и подстилающих пород для газов;
- 3) коэффициентов эманирования ( $K_e$ ) пород, из которых поднимается к поверхности газ-носитель радона [19, 124].

Локальные аномалии OARn часто возникают над разломными тектоническими структурами в зонах находящихся в стадии растяжения и проницаемых для газов — транспортеров радона. В целом гамма-активность полигона сравнительно стабильна по сравнению с OARn, что объясняется большей подвижностью носителя радона — почвенного газа. Несовпадение абсолютных значений и вариаций гамма- и альфа-активности, как и нарушение равновесия между материнскими и дочерними изотопами объясняется в общем случае большей подвижностью дочерних изотопов по сравнению с материнскими [127, 135].

Видимо, на некоторой глубине, в зоне вскипания геотермального флюида сформировался эманурующий коллектор [122]. Наличие восходящего флюида подтверждается повышенным содержанием  $\text{CO}_2$  в почвенном газе (табл. 24). Глубина формирования и существования такого коллектора в каждом конкретном случае может варьировать и определяться параметрами флюида, вмещающих пород и прочими менее значительными факторами. Обычно глубина формирования эпитермальных месторождений ЕРЭ составляет первые сотни метров [101], повышенные значения OARn фиксируются на земной поверхности и рассматриваются, как один из поисковых признаков месторождений ЕРЭ. Ураганные величины  $^{226}\text{Ra}$ , не подкрепленного материнским  $^{238}\text{U}$ , т. е., по существу, эманурующий коллектор был обнаружен в Беринговом море на вершине подводного влк. Пийпа на глубине 500 м [21], что можно аппроксимировать глубиной ~250 м на суше.

Обогащение глинистых почв за счет поднимающихся газов, транспортеров радона — вторичный процесс [141], и в этом случае фиксируемая радоновая аномалия может не сопровождаться повышением гамма-фона [124]. Сравнительно высокие средние значения OARn и значительные вариации этой величины зафиксированы на

Сосновском полигоне во время наибольших сезонных изменений, связанных с оттаиванием сезоннопромерзающих почвенных слоев. Очевидно, обнаруженная аномалия OARn носит сезонно-временный характер, в течение большей части года не столь значительна и соответствует более инертной  $\gamma$ -активности, характеризующей общий средний уровень радиации района. Это предположение подтверждено замерами  $\alpha$ - и  $\gamma$ -активности, сделанными в контрольной точке 08.11.2007 г. и 29–30.05.2008 г., существенно меньшими по сравнению с данными измерений в мае — начале июня, проводимыми в течение 5 лет (2002–2007 гг.).

Очевидно, степень сезонного промерзания и увлажненности пород влияют на их проницаемость и эманационную способность. Стабилизация OARn по мере оттаивания мерзлых прослоев и уменьшения повышенной увлажненности почв, видимо, является главной причиной сравнительно больших вариаций OARn при стабильной  $\gamma$ -активности.

На миграцию радия и радона (OARn) в природных водах могут влиять не менее 15 подпроцессов, (в том числе поступление извне), каждый из них может оказаться лимитирующим в определенных условиях. Эта проблема в ряде случаев имеет практическое значение. Так, до сих пор нет однозначного объяснения многократных вариаций OARn в водах районов с сильной тектонической активностью [67]. Неожиданно высокие значения OARn в газах высокотемпературных геотермальных систем могут быть следствием вскипания геотермального флюида с последующим охлаждением и сбросом минеральной нагрузки, включающей радон [122]. Радий, предшествующий радиогенному газу, может аккумулироваться и консервироваться в некоторых сравнительно устойчивых соединениях, в частности, в барите, где он способен изоморфно замещать барий [21].

Практическое значение проявлений радиоактивности может быть связано не только с различными чрезвычайными ситуациями (авариями, испытаниями ядерного оружия, ядерными отходами и др.), но и с режимом и соотношением природных и техногенных объектов.

Учеными-специалистами установлено, что в штате Мериленд (США) в подвалах домов, стоящих на слабо цементированных клас-тических осадках (глинах, песках), OARn в среднем превышает его концентрацию в почвах в 1,3 раза [165].

Очевидно, что сезонное увеличение концентрации почвенного радона, превышающее ПДК в почвах и в помещениях, может представлять реальную опасность для населения пос. Сосновка. Согласно соответствующим статьям Конституции РФ специалисты обязаны предоставить информацию об этой опасности органам местной власти и совместно с компетентными представителями спецслужб провести проверку и интерпретацию полученных данных.

Представленный материал показывает необходимость продолжения эманационной съемки района и обследования жилых и производственных помещений ближайшего населенного пункта. На примере представленных данных мониторинга OARn в производственном (и жилом) помещении хорошо видны периоды превышения ПДК по уровню радиации.

По проведенному на Сосновском полигоне комплексу работ весной 2004–2008 гг. и в районе пос. Эссо в пределах Центрального разлома летом 2009 г. можно сделать следующие выводы:

1) содержание ЕРЭ (U, Th, K) во вмещающих породах и глинах низкое, соответствующее не высокой стабильной  $\gamma$ -активности, при этом зарегистрирована высокая OARn ( $\alpha$ ) — более чем на порядок превышающая ожидаемые значения для пород подобного состава;

2) очевидно, источники высокой концентрации радона (эманлирующие коллекторы) расположены на глубине порядка нескольких сотен метров;

3) радон поступает во вмещающие породы (глины) с восходящими газами (флюидами) по проницаемым зонам подновляющихся разломов и может накапливаться в этих породах; при этом, радон способен уходить с выходящими газами или выноситься фильтрующимися водами, и OARn может значительно варьировать.

4) на проницаемость пород могут влиять сезонные факторы: увлажнение, промерзание, высыхание.

#### 4.4. Выводы

1. В вулканических породах Камчатки по данным более 1000 анализов обнаружено сравнительно низкое содержание и неравномерное распределение ЕРЭ.

2. В субмикроскопических включениях «звездочках» концентрация урана на 2–3 порядка выше фоновой.

3. Индикаторные отношения  $\text{Th}/\text{U}$ ,  $\text{K}/\text{U}$  имеют обычно «камчатские» — малые значения, прежде всего по  $\text{Th}/\text{U}$ , что свойственно и вулканитам некоторых других островных дуг Мира. Отношение  $\text{Th}/\text{U}$  в породах влк. Большая Ипелька втрое больше среднего «камчатского», что связано, очевидно, с его необычно большим объемом и условиями миграции урана и тория. Значительная доля урана могла быть вынесена.

4. Содержания и соотношения ЕРЭ в различных измененных породах и минеральных новообразованиях варьируют и часто, особенно, в свежих новообразованиях, заметно отклоняются от радиоактивного равновесия. В связи с этим, при гамма-спектрометрическом анализе (урана по радию) возможно получение не воспроизводимых (сделанных через небольшие интервалы времени, порядка 1-го года) анализов, поскольку гамма-излучение вулканогенных новообразований может изменяться в течение сравнительно короткого времени (месяцы, годы).

5. Содержания и дисперсия распределения ЕРЭ, присущие породам различных вулканогенных фаций, уменьшаются по мере дегазации расплава от пирокластики до субвулканических пород.

6. Радиоактивное равновесие между материнскими и дочерними радиоизотопами в вулканогенных породах нарушается в процессе извержений и поствулканической деятельности. Наибольшие нарушения радиоактивного равновесия выявлены в минеральных новообразованиях подводных вулканов.

7. Объемная активность радона в спонтанных газах термальных источников и гамма-активность вмещающих пород существенно (в разы) увеличиваются при сейсмотектонической активизации и извержениях вулканов и остаются повышенными некоторое время (первые месяцы) после окончания этих явлений.

8. Современные вулканиты обладают повышенным содержанием радия, не подкрепленного материнским ураном. Это соотношение характерно и для других современных пород изверженных действующими вулканами мира (например, Везувием).

9. Периодические кратковременные, иногда значительные (на 2 порядка) повышения  $\text{OARn}$  над некоторыми трещинами связаны с тем, что эти трещины испытывают напряжения и подновляются, вследствие чего происходит возрастание эманационной способности и проницаемости пород, в которых развиты такие трещины.

10. На глубине нескольких сотен метров под источниками Академии Наук Карымскими, Кихпиничскими существуют коллекторы радионуклидов, формирующие мощные эманации радона, вызывающие, в частности, диссоциацию парогазового флюида и образование радиогенного свинца (конечного радиоизотопа в рядах распада урана и тория).

11. Глубины ~500 м, на которых действуют гидротермы подводного влк. Пийпа, соответствуют глубинам ~250 м в условиях суши, где согласно многочисленным фактическим данным и представлениям специалистов формируются рудопроявления и месторождения ЕРЭ, включающие *эманующие коллекторы*, в которых может быть нарушено радиоактивное равновесие между материнскими и дочерними радиоизотопами.

12. При наложении деформаций и разогрева вмещающих пород OARn спонтанных газов и почвенного радона гамма-активность может многократно увеличиваться.

13. Влияние гипергенеза в большинстве случаев нивелирует фациальные различия. Наиболее интенсивно гипергенезу и, соответственно, изменению (уменьшению) содержаний ЕРЭ подвержены измененные породы и минеральные новообразования.

14. Различия содержаний и соотношений ЕРЭ в породах разных фаций в ряде случаев связаны, видимо, с близповерхностными «кбровыми» факторами, к которым можно отнести уменьшение содержаний ЕРЭ в связи с дегазацией в лавовых потоках и горнистах, а также контрастность содержаний ЕРЭ в минеральных новообразованиях и зонах гипергенеза.

15. Влияние более глубинного фактора — «мантийного» — могло проявиться в повышении концентрации ЕРЭ в водах и измененных породах влк. Малый Семячик, в привносе ЕРЭ при пропилитизации и формировании новообразований, в которых концентрация ЕРЭ заметно превышала таковую во вмещающих породах.

## Глава 5

### О НОВЫХ ЯВЛЕНИЯХ, РАССМОТРЕННЫХ В РАБОТЕ

#### 5.1. Фактический материал, методика и состав работы

Фактический материал для последующих лабораторных исследований ЕРЭ собран во время многолетних (1968–2008) работ на действующих вулканах Камчатки и Курильских островов. Исследования OARn ( $\alpha$ ) и гамма-активности ( $\gamma$ ) проводились при работах на полигонах для испытаний специальной техники, предназначенной для работы на внеземных объектах с ВНИИ ТРАНСМАШ (г. Ленинград), при геоэкологических исследованиях в районе городов Петропавловска-Камчатского и Северо-Курильска, на месторождениях полезных ископаемых, при проведении учебных практик со студентами в Елизовском районе Камчатки. Систематические наблюдения и определения OARn при сейсмотектонической активизации на термальных источниках влк. Новых Толбачинских БТТИ и в районах извержений влк. Карымского и кратера Токарева позволили выявить особенности и закономерности этих явлений. Большая часть проб (более 1000) была проанализирована на содержание ЕРЭ методом гамма-спектрометрического анализа в Аналитическом центре ОИГиМ (г. Новосибирск), прямое определение урана методом запаздывающих нейтронов — в Томском университете (порядка 20%), методом треков — около 300 анализов, нейтронно-активационным методом — около 20-ти проб. Большая часть образцов, прошедших исследование на содержание и распределение ЕРЭ, была проанализирована на содержание породообразующих элементов в химической лаборатории Института вулканологии (г. Петропавловск-Камчатский).

Для сравнения и общей характеристики пород на содержание и распределение ЕРЭ привлекались данные предшествующих исследователей (см. ссылки в работе).

Методика работ в общих чертах была стандартной. Для анализов неизменных пород отбирались наиболее представительные образцы с учетом различных особенностей, таких как положение анализируемого образования в разрезе, эндо- и экзоконтакт, кровля и подошва лавового потока и т.п. При отборе минеральных новообразований, по возможности, исключались примеси постороннего и вмещающего материала. В общей сложности было отобрано и проанализировано более 1000 проб вулканитов.

Основным методом определения ЕРЭ был гамма-спектрометрический (аналитический центр ИГиМ СО РАН, г. Новосибирск). Порог чувствительности по урану и тории составляет 0,1 г/т. Сравнение полученных результатов анализов с данными, полученными другими методами, показывает удовлетворительную сходимость.

Применялся *метод треков* индуцированного деления урана-235 (в предположении, что отношение  $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$  в настоящее время во всех точках Земли, кроме месторождения Окло в Экваториальной Африке, составляет 0,72%). Чувствительность метода до 0,01 г/т, точность анализов с учетом эффективности регистрации треков и определения величины интегрального потока тепловых нейтронов ~20%. Высокая разрешающая способность метода позволила определять распределение урана в пределах площади шлифов порядка нескольких см<sup>2</sup> при просмотре нескольких сотен полей зрения площадью по 0,01 мм<sup>2</sup>. Треки индуцированного деления  $\text{U}^{235}$  регистрировались на детекторах из лавсана, реже — из слюды толщиной 30 мкм, при увеличении  $\times 90$  на полях зрения размерам в 0,017 мм<sup>2</sup>. Распределение урана рассчитывалось по соотношению треков на отдельных полях зрения. Просчет проводился по сетке через 0,1–0,05 мм. Один трек на поле зрения ~1 условная единица, при интегральном потоке  $5 \times 10^{15}$  нейтрон/см<sup>2</sup>, соответствует ~0,16 г/т. Применение трекового метода позволило исследовать микрораспределение урана.

*Лазерный метод* позволил сделать прямое определение урана ( $^{238}\text{U}$ ) и, таким образом, выявить отклонение от равновесия между ураном и радием, встречающееся в молодых (< 10 тыс. лет) изверженных породах и минеральных новообразованиях.

Применялись также методы *запаздывающих нейтронов и нейтронно-активационный*.

Точность и чувствительность всех использованных методов позволила определять содержания ЕРЭ в пределах 0,1 г/т и сопоставлять данные различных методов.

## 5.2. Перечень и краткое описание явлений, отмеченных впервые

В представленной работе рассмотрен ряд явлений неизвестных или неизученных ранее. Приведем перечень и краткое описание этих явлений:

1. В первых порциях базитовых мегаплагиафировых лав субщелочного состава обнаружены микросгущения треков — «звездочки», где содержание урана значительно (на 2–3 порядка) выше фонового. Подобные «звездочки» отмечались ранее рядом исследователей [напр.: 43]. Приуроченность аномалий ЕРЭ — «звездочек» к определенным фациям изверженных пород установлена впервые. Выявлено также двукратное увеличение общего содержания ЕРЭ в ряду: некки — дайки — лавовые потоки — бомбы — шлаки, при этом Th/U отношения изменяются в обратной последовательности.

2. Выявлены заметно повышенные содержания ЕРЭ в измененных породах. В приведенных данных некоторых предыдущих исследователей содержания ЕРЭ в измененных породах на порядок ниже, чем в неизмененных [93].

3. В породах различных вулканогенных фаций и в фумарольных возгонах наземных и подводных действующих вулканов обнаружено нарушение радиоактивного равновесия ( $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U} > 1$ ) и ( $^{228}\text{Ra}/^{232}\text{Th} > 1$ ). В минеральных новообразованиях подводного влк. Пийпа (смеси барита, кальцита, ангидрита) *впервые отмечено весьма значительное отклонение от радиоактивного равновесия* ( $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$  и  $^{228}\text{Ra}/^{232}\text{Th} \gg 1$ ).

4. В снежных покровах кальдеры действующего влк. Карымский *впервые обнаружена кратковременная (месяцы) аномалия, где OARn превышала фоновую для снега более чем на 2 порядка*; что, очевидно, было вызвано мощной сейсмотектонической активизацией, существенно изменившей рельеф вблизи активной зоны и повысившей эманиционную способность и проницаемость подстилающих вулканогенно-осадочных пород.

5. При проведении мониторинга OARn в спонтанных газах термальных источников, приуроченных к действующим вулканам, *впервые установлены существенные вариации* этого параметра, связанные с извержениями вулканов и сейсмотектонической активизацией их окрестностей.

6. При эманационной съемке в местах сейсмотектонической активизации в окрестностях действующих вулканов *впервые выявлены зоны повышенной OARn*, связанные с увеличением эманационной способности и проницаемости пород в результате продолжающихся дислокаций.

### 5.3. Об использовании результатов работ

Результаты работ были использованы в отчетах по научным проектам и договорным работам, в рекомендациях по оценке санитарно-экологического состояния районов, при разработке учебных курсов, при подготовке студентов-геологов в КамГУ им. Витуса Беринга, при прохождении студентами дисциплины «Ядерная геофизика». Основные результаты представленной работы изложены в 30-ти статьях, опубликованных в научных журналах и сборниках, в том числе иностранных, среди них 9 статей, определенных ВАК как достоверные и значимые. По теме работы сделано более 30-ти докладов на Ученых советах, семинарах и конференциях в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН и на тематических конференциях в Петропавловске-Камчатском и Северо-Курильске. Неоднократно представлялись отчетные доклады с привлечением данных по радиоактивности в Институт вулканологии и ВНИИ ТРАНСМАШ, где автор был ответственным исполнителем. Некоторые данные были опубликованы в виде научно-популярных статей в средствах массовой информации.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Значительная часть приведенных данных показывает прямую связь между содержаниями урана, тория и калия иногда независимо от вариаций других составляющих. Наглядный пример — современные андезитодациты влк. Карымского и тефритобазальты ЮП БТТИ, которые существенно различаются по содержанию большинства петрогенных элементов и сходны по содержанию урана тория и калия. Ранее на подобные факты обращали внимание и предшествующие исследователи [106].

Низкие торий-урановые и высокие радий-урановые отношения в изверженных породах и новообразованиях — показатели активного флюидного и эманационного переноса ЕРЭ. Одним из факторов, определяющих приведенное в работе соотношение тория, урана и радия ( $Ra > U > Th$ ), могут быть особенности строения питающей системы вулканов (близповерхностные периферические магматические очаги).

Образование субмикроскопических аномалий ЕРЭ, как и начало роста мегакристаллов плагиоклаза, также происходит, вероятно, в периферических очагах. При быстрой закалке расплава сохраняется часть аномалий — микросгущений урана. При медленном остывании и дегазации лавы аномалии рассеиваются, концентрация урана в изверженных породах уменьшается.

В вулканогенных породах Камчатки общее содержание ЕРЭ определяется, видимо, фракционированием магмы в питающих очагах.

Накопление ЕРЭ происходит в периферическом очаге, а в результате ретроградного кипения магм при извержениях происходит сдвиг радиоактивного равновесия.

Максимальные содержания и дисперсия распределения естественных радиоактивных элементов, присущие породам различных вулканогенных фаций, уменьшаются по мере дегазации расплавов. Радиоактивное равновесие между материнскими и дочерними радиоизотопами в вулканогенных породах нарушается в процессе извержений и поствулканической деятельности. Наибольшие нарушения радиоактивного равновесия выявлены в минеральных новообразованиях подводных вулканов.

В процессе извержений радиоактивное равновесие в рядах распада нарушается обычно в пользу более подвижных дочерних изотопов. При поствулканической деятельности подводных вулканов

на глубине 500 м локализованные выходы фумарольных газов формируют минеральные новообразования, в частности, бариты, реже витериты с высоким содержанием радия. В условиях суши подобные образования могут соответствовать эпитермальным месторождениям на глубинах порядка 250 м и быть эманулирующими коллекторами. Среди исследованных нами вторичных минералов существенной составляющей эманулирующих коллекторов могут быть бариты и витериты, устойчивые в слабокислой и слабощелочной среде и способные аккумулировать и консервировать радий [21]. Возможно, именно бариты и в меньшей степени витериты являются типичными коллекторами радия. Потенциальная возможность образования эманулирующих коллекторов за счет обогащения вторичных минералов радием отмечена предыдущими исследователями [122].

Повышенные для Камчатских вулканитов Th/U отношения в изверженных породах влк. Большая Ипелька обычны для большей части подобных образований Земли (табл. 1) и, возможно, более соответствуют средним значениям этого параметра по сравнению с относительно молодыми (преимущественно четвертичными и современными) вулканитами. Принимая во внимание представление Вернадского и гипотезу Шмидта с соавторами о «холодном» образовании Земли и необратимость радиоактивного распада ЕРЭ, видимо, следует немного скорректировать некоторые аспекты применения метода актуализма, в частности, к вулканизму.

Извержения вулканов, активная фумарольная и сейсмотектоническая деятельность вызывают многократное увеличение объемной активности радона и интегральной гамма-активности. Несмотря на общность некоторых источников, эти виды радиоактивности обычно не совпадают во времени [33, 124]. Объемная активность радона быстро реагирует на изменения фумарольной и сейсмотектонической обстановки и может быть одним из предвестников извержений и землетрясений. Гамма-активность более инертна, ее изменения проявляются обычно не столь заметно и интенсивно. Продолжительно выделяющийся с фумарольными газами радон может сорбироваться гидротермально измененными породами и заметно (в несколько раз) увеличивать их гамма-активность. Время существования таких гамма-аномалий без подпитки восходящими флюидами, видимо, ограничивается десятками лет.

Многократное увеличение OARn в спонтанных газах источников приуроченных к влк. Карымскому и кратеру Токарева в начале

извержений, произошедших синхронно 02.01.1996 г., и последующее в течение нескольких лет прерывистое уменьшение этого параметра, очевидно, стандартно. Сходная (хотя и менее четко выраженная) тенденция в связи с извержениями наблюдалась в отношении гамма-активности свежих вулканогенных пород. По нашим представлениям (со ссылками на экспериментальные данные и работы других исследователей), выявленные изменения OARn и гамма-активности обусловлены значительным увеличением эманационной способности и проницаемости вследствие деформации и разогрева горных пород.

Приведенный в нашей работе материал — дискретность распределения и динамичность, быстрые (даже в исторически-бытовом масштабе времени) изменения содержания и соотношения радионуклидов — подтверждают мнение некоторых специалистов о том, что «в настоящее время разумно предположение, согласно которому основной источник металлов рудных месторождений (в том числе ЕРЭ) находится в земной коре, а миграция отдельных металлов из мантии была возможна в незначительных масштабах» [89].

Из сравнения содержаний и соотношений ЕРЭ следует, что преобладает коровый источник вулканитов и поствулканических минеральных новообразований со средними параметрами этих элементов в породах земной коры, верхней мантии и метеоритов по данным ряда выдающихся ученых.

С другой стороны, многие исследователи в своих построениях привлекают гораздо более глубокий источник магматических пород и на основании геофизических данных и геохимических сопоставлений полагают, что, например, часть океанических островов формировалась с участием материала внешнего ядра Земли [129], при этом находят мантийную составляющую некоторых вулканических комплексов [49]. Автор весьма обстоятельной работы [36] приводит убедительные доводы в пользу мантийных источников вулканитов островных дуг и конкретно субщелочных шошонитов Малой Курильской гряды. Он же логично объясняет всплыванием мантийных диапиров некоторые неясные аспекты плейттектоники. Предложенная Н. А. Титаевой [125] эманационная дифференциация не исключает обогащение коровых расплавов мантийным флюидом.

Резюмируя приведенные доводы, мы полагаем, что существуют два параллельных источника ЕРЭ. На данном этапе состояния науки нельзя отдать предпочтение исключительно какому-то одному из них. Большая часть представленного в данной работе материала:

вулканогенные породы различных фаций, всевозможные минеральные новообразования, возраст (в геологическом масштабе — небольшой) и коровый источник (преимущественно) радиогенных газов. Естественно, также проявляется какое-то влияние мантийной составляющей на все магматогенные, в частности вулканические образования.

К фундаментальному значению результатов работы относятся: приведенная тенденция последовательного изменения содержания и соотношения ЕРЭ в различных фациях вулканитов, многократное нарушение радиоактивного равновесия в постмагматических образованиях, увеличение радиоактивности вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород при сейсмотектонической активизации. Эти аспекты на данном этапе исследованы и осмыслены недостаточно.

Увеличение радиоактивности при сейсмотектонической активизации, отмеченное в работе, безусловно, имеет практическое значение, поскольку является критерием состояния исследуемого района и может быть предвестником сейсмических событий.

Практическое значение могут иметь представления об эманулирующих коллекторах, связанных, возможно, с эпитегрмальными рудопроявлениями или месторождениями ЕРЭ.

Почти все затронутые в работе проблемы пока далеки от завершения или хотя бы однозначных выводов. Среди них главная проблема — соотношение мантийной и коровой составляющих в содержании и распределении ЕРЭ.

В будущем необходимо продолжить весь комплекс работ, примененный при подготовке и написании работы. В первую очередь, это полевые работы с применением более современной и совершенной техники, позволяющей проводить на месте существенную часть исследований. Так, раздельное определение гамма-излучателей в работе всего одно — лабораторное. Современные гаммаспектральные приборы позволяют делать подобные определения в полевых условиях. Следует провести полевые и лабораторные исследования на термальных полях, а также на действующих и на погасших вулканах.

Различные типы измененных пород и минеральных новообразований желательно подвергнуть спектральным анализам для установления равновесного (или не равновесного) состояния радиоизотопов.

## ПРИМЕЧАНИЯ

«Звездочки» — сгущения треков, образующихся при индуцированном делении ядер атомов урана ( $^{235}\text{U}$ ) — термин, встречающийся в работах предшественников, например, Берзиной и др. [43].

**Очаг вулканический** — связанная с поверхностью земли выводным каналом изолированная камера или резервуар магмы, откуда, как предполагается, происходит питание вулкана. Различают очаги вулканические сверху вниз: периферический, кóровый, мантийный. Редко встречаются термины «мантийно-кóровый» или «кóрово-мантийный» очаг. По мнению большинства исследователей, периферический очаг — не глубоко (в пределах 5–10 км) расположенная магматическая камера, отвечающая от большого магматического очага и питающая отдельные вулканы. Есть определение «магматический очаг», имеющее несколько значений и подходящее ко всем разновидностям очагов [55, 60].

Вулканические очаги, расположенные у границы «кора — мантия» есть у всех вулканов. У большинства вулканов имеются близповерхностные периферические очаги, существование которых подтверждается геологическими и геофизическими методами. Сравнительно редко встречаются вулканы, у которых спорно существование периферических очагов. Г. С. Горшков [66] один из первых, кто сделал заключение о глубоко расположенном (в верхней мантии на глубине ~60 км) вулканическом, магматическом очаге на основании сейсмических данных. Впоследствии среди многих видных ученых обозначились как приверженцы исключительно мантийного питания вулканов (например, Л. Л. Леонова), так и специалисты, признающие существование также кóровых, промежуточных и периферических очагов. Причем, в пользу последних появляется все больше геологических и геофизических доказательств. Однозначного мнения о стандартном строении всех или хотя бы наиболее крупных вулканов пока нет. Так, отсутствие конкретно у влк. Ключевского каких-либо промежуточных очагов, по крайней мере, до глубины 25 км, было предположено группой исследователей [39] на основании моделирования. К таким же представлениям пришел Озеров (устное сообщение) на основании исследования фактического и литературного материала. Другие исследователи выделяют под влк. Ключевским (и влк. Ключевской группы) на глубине 0–10 км обширную (в сотни км<sup>3</sup>) зону, являющуюся периферическим (проточным) вулканическим оча-

гом. Такой вулканический очаг выделяют под влк. Ключевским [134]. Эти исследователи сопоставляют конкретные (наземные) объемы всей Ключевской группы вулканов ( $6400 \text{ км}^3$ ) и ориентировочные размеры питающих очагов, многократно превышающие объемы вышерасположенных вулканов. Так у самого крупного исторического побочного прорыва Билукай, извергнувшегося в 1938 г., объем питающего (периферического) очага составил  $\sim 160 \text{ км}^3$  при объеме изверженного материала  $0,3 \text{ км}^3$ .

Для ряда вулканов имеются геофизические данные о глубинном строении. Так под влк. Плоский Толбачик фиксируется мощная локальная зона затухания сейсмических волн, обусловленная наличием расплава или веществом в состоянии частичного плавления (магматический вулканический очаг), расположенная на глубине от 20 до 50 км, у границы «кора — мантия». Под СП БТТИ извержения 1975 г. обнаружена сравнительно небольшого размера сейсмическая неоднородность (периферический вулканический очаг) на глубине 2–3 км, по горизонтали — 2,5–5 км. Подобное образование с близкими параметрами выделяется и под ЮП Толбачинского извержения 1975–1976 гг., хотя и не столь четко как под СП [40].

Геофизические (сейсмические) данные, являются единственным доказательством наличия магматических очагов под вулканами. Интерпретация этих данных не всегда однозначна. Большинство геофизиков не употребляет термин «очаг».

Приводятся геологические и минералогические данные о существовании под различными вулканами периферических и коровых магматических очагов. Среди доказательств указаны типы и характер извержений, кальдеры обрушения, крупные просадки в кратерах, преобладающий тип ксенолитов. Так, катастрофические извержения, характеризующиеся извержением большого (больше  $1 \text{ км}^3$ ) объема вулканитов обычно кислого или среднего состава, в которых присутствует большая доля нераскристаллизованных пород (вулканического стекла) и водосодержащих минералов, связывают именно с периферическими очагами. Извержения этого типа, как правило, сопровождаются образованием крупных просадок, кальдер обрушения. Ранее предполагалось, что подобные структуры образуются после извержений. В одной из последних работ нами с помощью инструментальных измерений было показано, что просадки могут происходить на действующих вулканах и во время извержений [31].

## БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. *Абрамовский Б. П., Ионов В. А., Назаров И. М.* [и др.]. Газы и аэрозольные продукты выброса Северного прорыва Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 1979. №3. С. 3–8.
2. *Авдейко Г. П., Палуева А. А., Хлебородова О. А.* Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14. №3. С. 249–267
3. *Адамчук Ю. В., Фирстов П. П.* Радиоактивные эманации в фумарольных газах ряда действующих вулканов Камчатки. Препринт ИАЭ 4247/1. М.: ЦНИИАтоминформ, 1986. 27 с.
4. *Адамчук Ю. В.* [и др.]. Содержание урана, тория и сопутствующих элементов (Pb, As, Hf, Sr) в породах и минеральных осадках действующей гидротермальной кальдеры Узон на Камчатке / Ю. В. Адамчук, Г. А. Карпов, В. А. Максимовский, Н. А. Петрова. Препринт ИАЭ. М.: НИИАтоминформ, 1986. 35 с.
5. *Алексеев В. А.* Введение в ядерную геохимию: учеб. М.: Логос, 2000. 627 с.
6. *Алискеров А. А.* Оруденение малоглубинного магматизма: Авачинско-Китхойская зона поднятий. М.: Наука, 2001. 93 с.
7. *Андреев В. И.* [и др.]. Динамика лавовых потоков Южного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. / В. И. Андреев, Н. А. Гусев, Г. Н. Ковалев, Ю. Б. Слезин // Бюл. вулканол. станций. 1978. №55. С. 18–27.
8. *Андреев В. И.* Распределение урана в вулканических продуктах Большого трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 1979. №6. С. 54–61.
9. *Андреев А. Г., Комаров В. С., Милков Г. В.* Источники урана и сопутствующих элементов в потоках рассеяния // Потоки рассеяния урановых месторождений. М.: Атомиздат, 1979. С. 5–27.
10. *Андреев В. И.* Газовый перенос урана в процессе Большого трещинного Толбачинского извержения // Современный вулканизм и связанные с ним геологические, геофизические и геохимические явления: тез. докл. V Всесоюз. вулканологического совещ. Тбилиси: Мецениереба, 1980. С. 26–28.

11. *Андреев В. И., Литасов Н. Е.* Особенности распределения радиоактивных элементов в вулканитах Гамченского ряда вулканов // Современный вулканизм и связанные с ним геологические, геофизические и геохимические явления: тез. докл. V Всесоюз. вулканологического совещ. Тбилиси: Мецение-реба, 1980. С. 117–118.
12. *Андреев В. И., Литасов Н. Е., Пузанков Ю. М.* Радиоактивность пород базальт-дацитовая и андезитовой формаций Гамченской вулcano-тектонической структуры // Вулканология и сейсмология. 1985. №2. С. 27–49.
13. *Андреев В. И., Округин В. М., Пономарев Г. П.* [и др.]. Радиоактивность субвулканических и эффузивных пород Толбачинских вулканов // Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский, 1985, С. 128–130.
14. *Андреев В. И.* Особенности распределения радиоактивных элементов в четвертичных вулканогенных породах и минералах // Современное минералообразование вулканических областей: тез. докл. выездной сессии Всесоюз. минерал. о-ва. Петропавловск-Камч., 1989. С. 62–63.
15. *Андреев В. И., Пузанков Ю. М.* Радиохимические особенности вулканогенных пород различных фаций как один из критериев их генезиса // VII Всесоюзное вулканологическое совещание: тез. докл. Петропавловск-Камч., 1992. С. 70–71.
16. *Андреев В. И., Рычагов С. Н., Пузанков Ю. М.* Радиоактивные элементы (U, Th, K) в структуре вулcano-гидротермальной системы Баранского (о. Итуруп): содержания, закономерности распределения // Минерало-рудообразование в вулcano-гидротермальных системах островных дуг: Камчатка, Курильские и Японские о-ва: материалы рос.-яп. семинара. Петропавловск-Камч., 1998. С. 177–185.
17. *Андреев В. И., Карпов Г. А., Пузанков Ю. М.* [и др.]. Распределение радиоактивных элементов в породах некоторых действующих вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2001. №1. С. 39–48.
18. *Андреев В. И., Пузанков Ю. М., Рычагов С. Н.* [и др.]. Геохимия пород и гидротермальных образований Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей северо-западной Тихоокеанской плиты: материалы междунар. науч. симп., Южно-Сахалинск, 24–28 сент. 2002 г. Южно-Сахалинск, 2002. С. 154–158.

19. *Андреев В. И., Делемень И. Ф.* Опыт изучения пространственно-временной изменчивости поля радона на юго-восточном фланге Карымского вулкана в мае 1996 г. // Вулканология и сейсмология. 2002. №6. С. 36–41.
20. *Андреев В. И., Карпов Г. А., Магуськин М. А.* [и др.]. О влиянии извержений в кальдере Академии Наук и вулкана Карымский на окружающую среду: рельеф, водоемы, растительность // Вестн. КРАУНЦ. Сер.: Науки о Земле. 2003. №1. С. 60–74.
21. *Андреев В. И., Пузанков Ю. М., Бобров В. А.* [и др.]. Радионуклиды в гидротермальных отложениях подводного вулкана Пийпа: Берингово море // Вулканология и сейсмология. 2004. №1. С. 39–45.
22. *Андреев В. И., Вергасова Л. П., Горбач В. А.* [и др.]. Особенности термальных проявлений на лавовых потоках Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения // Материалы ежегод. науч. конф., посвящ. Дню вулканолога. Петропавловск-Камч., 2004. С. 29–37.
23. *Андреев В. И., Карпов Г. А.* Радон в спонтанных газах гидротермально-магматической системы кальдеры Академии Наук // Материалы ежегод. науч. конф., посвящ. Дню вулканолога, Петропавловск-Камч., 30 марта — 1 апр. 2005 г. Петропавловск-Камч., 2005. С. 47–53.
24. *Андреев В. И.* Объемная активность радона в спонтанных газах Карымских гидротермальных источников в 1996–2005 гг. // Проблемы эксплозивного вулканизма: материалы междунар. симп. к 50-летию катастрофического извержения влк. Безымянный. Петропавловск-Камч., 2006. С. 166–170.
25. *Андреев В. И., Магуськин М. А., Озеров А. Ю.* [и др.]. Особенности извержения вулкана Карымский в 2005 г. // Материалы ежегод. науч. конф., посвящ. Дню вулканолога. Петропавловск-Камч., 2006. С. 98–103.
26. *Андреев В. И., Карданова О. Ф., Карпов Г. А.* [и др.]. Источники радия ( $^{226}\text{Ra}$ ) и причины вариаций объемной активности радона (ОА  $^{222}\text{Rn}$ ) в свободных газах гидротермально-магматических систем: на примере гидротермально-магматических систем, связанных с действующими вулканами Камчатки // Вулканизм и геодинамика: материалы III Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Т. 3. Улан-Удэ, 2006. С. 691–195.

27. *Андреев В.И., Андреев А.В., Самкова Т.Ю.* [и др.]. Влияние Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. на некоторые параметры окружающей среды в течение 30 лет // *Вестн. КРАУНЦ. Сер.: Науки о Земле.* 2007. №8. С. 163–176.
28. *Андреев В.И., Озеров А.Ю., Сеников С.Л.* [и др.]. Эруптивная активность вулкана Карымский в 2005–2006 гг.: крат. сообщ. // *Материалы ежегод. науч. конф., посвящ. Дню вулканолога. Петропавловск-Камч., 2007.* С. 337–346.
29. *Андреев В.И., Николаева А.Г.* О влиянии извержений вулкана Карымского и кальдеры Академии Наук (кратера Токарева) на окружающую среду // *Материалы ежегод. науч. конф., посвящ. Дню вулканолога. Петропавловск-Камч., 2008.* С. 11–18.
30. *Андреев В.И., Магуськин М.А., Озеров А.Ю.* Состояние вулкана Карымский в 2007 г. // *Материалы ежегод. науч. конф., посвящ. Дню вулканолога. Петропавловск-Камч., 2008.* С. 3–10.
31. *Андреев В.И., Магуськин М.А.* Вариации высоты действующего вулкана Карымский в период 1971–2007 гг.: причины, следствия, аналоги // *Вулканология и сейсмология.* 2009. №2. С. 2–10.
32. *Андреев В.И., Пузанков М.Ю.* Вулкан Большая Ипелька — геологические и геохимические особенности // *Материалы ежегод. науч. конф., посвящ. Дню вулканолога. Петропавловск-Камч., 2010.* С. 85–92.
33. *Андреев В.И., Делемень И.Ф., Помозанова Т.Н.* Причины вариаций активности радона в почвенном воздухе на учебном полигоне у западной окраины пос. Сосновка // *Материалы ежегод. науч. конф., посвящ. Дню вулканолога. Петропавловск-Камч., 2010.* С. 115–123.
34. *Андреев В.И., Ананьев В.В.* О вариациях радиоактивности и объемной активности радона (OARn) в кальдерах Карымской и Академии Наук в связи с извержениями вулкана Карымского и кратера Токарева // *Материалы ежегод. науч. конф., посвящ. Дню вулканолога. Петропавловск-Камч., 2011.* С. 17–25.
35. *Аносов Г.И., Колосков А.В., Флеров Г.Б.* Проявление нелинейностей в петрологии и геодинамика магматического процесса Камчатского региона // *Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин Севера Пацифики: материалы Всерос. совещ., посвящ. 90-летию акад. Н.А. Шило, Магадан, 3–6 июня 2003 г.: в 3 т. Т. 2.* Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 174–177.

36. Антонов А. Ю. Геохимия и петрология мезо-кайнозойских магматических образований и мантийный диапиризм. Новосибирск: Гео, 2008. 250 с.
37. Апелков С. Е. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки // Геотектоника. 1971. №2. С. 47–60.
38. Арбузов С. И., Поцелуев А. А., Рихванов Л. П. Уран и торий в гидротермально-метасоматических образованиях докембрия // Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах: сб. науч. ст. Новосибирск: Наука, 1991. С. 132–143.
39. Арискин А. А. Генезис базальтов Ключевской группы вулканов // Петрология. 1995. Т. 3 №5. С. 496–521.
40. Балеста С. Т., Зубин М. И., Каргопольцев А. А. [и др.]. Глубинное строение района извержения: Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 514–537.
41. Баранов В. И., Титаева Н. А. Радиогеология. М.: МГУ, 1973. 241 с.
42. Барсуков В. Л., Наумов Г. Б., Соколова Т. Н. Поведение урана в процессе образования гидротермальных жильных месторождений // Основные черты геохимии урана. М.: АН СССР, 1963. С. 139–220.
43. Берзина И. Т., Кравченко С. М., Гурвич М. Ю. [и др.]. Определение концентраций урана и его пространственное распределение в кайнозойских базальтоидах по следам от осколков деления // Изв. АН СССР. Сер.: Геол. 1969. №8. С. 70–82.
44. Бернар Суайс. Геохимия урана в гидрографической сети // Геология и геохимия урана: сб. ст. М.: Мир, 1988. С. 189–202.
45. Богданов Ю. А. Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. М.: Науч. мир, 1997. 167 с.
46. Большая советская энциклопедия. Т. 7. М.: Сов. энцикл., 1951. С. 499–502.
47. Брайцева О. А., Мелекесцев И. В. Вулкан Карымский: история формирования, динамика активности и долгосрочный прогноз // Вулканология и сейсмология. 1989. №2. С. 14–32.
48. Брайцева О. А., Флоренский И. В., Вольнец О. Н. Вулкан Кихпиньч // Действующие вулканы Камчатки. Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 74–94.
49. Булгатов А. Н., Климук В. С., Ласточкин Н. И. [и др.]. Рифейские и палеозойские вулканические комплексы в структуре западного Забайкалья: состав, возраст, условия формирования // Материалы IV Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камч., 2009. С. 287–290.

50. *Вертман Е. Г.* Анализ геологических проб методом запаздывающих нейтронов и его применение для некоторых геологических задач: автореф. дис. ... канд. техн. наук. М., 1982. 87 с.
51. *Виленский В. Д.* Радий-226, свинец-210 и полоний-210 в продуктах Толбачинского извержения на Камчатке // *Геохимия*. 1977. № 11. С. 1618–1624.
52. *Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // *Геохимия*. 1962. № 7. С. 552–571.
53. *Виноградов А. П., Ярошевский А. А.* Зонная плавка как механизм образования земной коры // Большая советская энциклопедия. Т. 11. М.: Сов. энцикл., 1962. С. 421–424.
54. *Влодавец В. И., Морозов А. Н., Троицкий В. Д.* Вулкан Малый Семячик // Бюл. вулканол. станций. 1948. Вып. 15. С. 19–27.
55. *Влодавец В. И.* Справочник по вулканологии. М.: Наука, 1984. 337 с.
56. *Войткевич Г. В., Кокин А. В., Мирошников А. Е.* [и др.]. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 279 с.
57. *Вольнец О. Н., Колосков А. В., Ягодзинский Дж.* [и др.]. Бонинитовая тенденция в лавах подводного вулкана Пийпа и его обрамления: западная часть Алеутской дуги // *Вулканология и сейсмология*. 1992. № 1. С. 3–23.
58. *Вулканический центр: строение, динамика, вещество: Карымская структура.* М.: Наука, 1980. 300 с.
59. *Геология СССР.* М.: Недра, 1964. 490 с.
60. *Геологический словарь.* Т. 2. М.: Недра, 1978. 455 с.
61. *Герасимовский В. И.* Геохимия урана и тория в щелочных породах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 90–94.
62. *Гладких В. С., Лебедев-Зиновьев А. А.* Уран и торий в щелочных оливин-базальтовых сериях // *Геохимия*. 1971. № 11. С. 1315–1324.
63. *Гордеев Е. И., Дроздин Д. В., Касахара М.* [и др.]. Сейсмические явления, связанные с извержениями в Карымском вулканическом центре в 1996 г. // *Вулканология и сейсмология*. 1998. № 2. С. 28–49.
64. *Гордиенко И. В., Климук В. С., Минина О. Р.* [и др.]. Геодинамическое развитие Джидинской и Удино-Витимской островодужных систем палеоазиатского океана в венде-палеозое // *Вулканизм и геодинамика: материалы IV Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии.* Петропавловск-Камч., 2009. С. 324–327.

65. *Горшков А. П., Гребзды Э. И., Самойленко Б. И.* [и др.]. К расчету баланса тепла и массы кратерного озера вулкана Малый Семячик // Бюл. вулканол. станций. 1975. №51. С. 50–60.
66. *Горшков Г. С.* О глубине магматического очага Ключевского вулкана // ДАН СССР. 1956. №4. Вып. 104. С. 703–705.
67. *Гудзенко В. В., Дубинчук В. Т.* Изотопы радия и радона в природных водах. М.: Наука, 1987. 156 с.
68. *Дитмар Г. В., Максимовский В. А.* Соотношение содержаний урана, тория и калия в продуктах кислого вулканизма и проблема игнимбритов // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219. №5. С. 1227–1230.
69. *Ермолаев Н. П., Тарасов Л. С.* Геохимия урана в пегматитовом процессе // Основные черты геохимии урана: сб. науч. ст. М.: Наука, 1963. С. 70–100.
70. *Житков А. С.* Радиоактивные элементы в вулканитах островных дуг западного сектора тихоокеанской активной окраины // Океанология. 1990. Т. 30. Вып. 5. С. 809–814.
71. *Житков А. С., Щека С. А., Вржосек А. А.* Закономерности распределения урана и тория в базит-гипербазитовых комплексах // Геохимия. 1984. №8. С. 1192–1202.
72. *Зубков С. И.* Радоновые предвестники землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1981. №6. С. 74–105.
73. *Иванов Б. В.* Извержение Карымского вулкана в 1962–1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970. 134 с.
74. *Иванов Б. В.* Андезиты Камчатки. М.: Наука, 2008. 469 с.
75. *Иванов В. В.* Экологическая геохимия элементов. Кн. 6. М.: Недра, 1996. С. 339–352.
76. *Кабо В. А., Мусин Я. А., Идрисова С. И.* Особенности выделения радона в воду при длительном одноосном сжатии некоторых образцов горных пород // Изв. АН СССР. Сер.: Физика Земли. 1989. №7. С. 103–107.
77. *Казанский В. И., Лаверов Н. П., Тугаринов А. И.* Эволюция уранового оруденения. М.: Атомиздат, 1978. 206 с.
78. *Карданова О. Ф., Дубровская И. К.* Состояние кратера вулкана Старый Кихпиныч с 1980 по 1989 гг. // Вулканология и сейсмология. 1994. №1. С. 19–33.
79. *Карданова О. Ф., Карпов Г. А.* Условия образования и типы глиноземистых осадков Кихпинычского долгоживущего вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 2000. №3. С. 15–34.

80. *Карпов Г. А.* Современные гидротермы и ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение. М.: Наука, 1988. 182 с.
81. *Карпов Г. А., Лутикина Е. Г., Чуян Г. Н.* [и др.]. Особенности седиментации в кальдерных структурах вулканических поясов зоны перехода континент-океан как индикаторы нефтегазонасности: Камчатка // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин севера Тихоокеанского региона: материалы конф., Магадан, 3–6 июня 2003 г. Т. 3. Магадан, 2003. С. 23–29.
82. *Ковалев В. П.* Сравнительная характеристика поведения урана и тория в процессах вулканического и плутонического магматизма // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 90–95.
83. *Ковалев В. П.* Герцинский магматизм Предаянья. Новосибирск: Наука, 1980. 422 с.
84. *Ковалев В. П.* Устойчивые вариации химизма в петро- и магмогенезе. Новосибирск: Наука, 1986. 252 с.
85. *Ковалев Г. Н.* Тепловая мощность гидротермальных систем и активных вулканов // Докл. АН СССР. 1969. Т. 186. № 4. С. 326–330.
86. *Комлев Л. В.* Основные этапы развития геохимии радиоактивных элементов: радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 6–10.
87. *Кортини Массимо.* Уран в мантийном процессе // Геология, геохимия и методы оценки месторождений урана. М.: Мир, 1988. С. 51–65.
88. *Краснов С. Г.* Крупные сульфидные залежи в океане // Природа. 1995. № 2. С. 3–14.
89. *Краускопф В. В.* Горные породы как источник металлоносных флюидов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 11–40.
90. *Лаверов Н. П.* Условия формирования гидротермальных месторождений в континентальных поясах // Минеральные месторождения. М., 1972. С. 23–35.
91. *Леонов В. Л.* Поверхностные разрывы, связанные с землетрясением и извержениями, произошедшими в Карымском вулканическом центре в январе 1996 г. // Вулканология и сейсмология. 1997. № 1. С. 113–130.
92. *Леонов В. Л., Гриб Е. Н.* Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 186 с.

93. *Леонова Л. Л., Удальцова Н. И.* Геохимия урана и тория в вулканическом процессе на примере Курило-Камчатской зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 101 с.
94. *Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. М., 1968. 123 с.
95. *Макдональд.* Вулканы. М.: Наука, 1975. 151 с.
96. *Мейер В. А., Ваганов П. А.* Основы ядерной геофизики. Ленинград, 1978. 360 с.
97. *Мелекесцев И. В.* Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 210 с.
98. *Меняйлов И. А., Никитина Л. П., Шапарь В. Н.* Геохимические особенности вулканических газов // Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 285–309.
99. *Набоко С. И.* Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки // Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., 1963. С. 24–34.
100. *Набоко С. И., Главатских С. Ф.* Постэруптивный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1983. 163 с.
101. *Наумов Г. Б.* Поведение радиоактивных элементов в гидротермальных процессах (обзор представленных тезисов) // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 155–161.
102. *Николаева О. В.* Ra-U-Th систематика земных магматических пород для планетологических сравнений: вулканические породы островных дуг Земли (ООД) и материал поверхности Венеры // Геохимия. 1997. №5. С. 448–512.
103. *Перепелов А. Б., Иванов А. В.* Западно-Камчатский ареал калиевого щелочного магматизма: эоцен-олигоцен // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: сб. науч. ст. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 369–382.
104. *Поляков А. И.* [и др.]. Изотопный состав тория в вулканических породах континентальных рифтовых зон // Геохимия. 1986. №5. С. 123–129.
105. *Пузанков Ю. М., Бобров В. А., Дучков А. Д.* Радиоактивные элементы и тепловой поток земной коры полуострова Камчатка. Новосибирск: Наука, 1977. 125 с.
106. *Пузанков Ю. М., Вольнец О. Н., Селиверстов В. А.* [и др.]. Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки // Тр. Ин-та геологии и геофизики. Вып. 390. 1990. 259 с.

107. Пузанков Ю. М., Вольнец О. Н., Авдейко Г. П. [и др.]. Геохимия микроэлементов в четвертичных вулканитах Курильской гряды: радиоактивные элементы // Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах: сб. ст. Новосибирск: Наука, 1991. С. 81–97.
108. Пузанков Ю. М., Стефанов Ю. М. Радиоактивные элементы как индикаторы типов коры формирующейся в основании и обрамлении активных окраин // Материалы IV междунар. совещ. по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камч., 2004. С. 164–166.
109. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 261 с.
110. Сагалевиц А. М., Торохов П. В., Матвеевков В. В. [и др.]. Гидротермальные проявления подводного вулкана Пийпа: Берингово море // Изв. РАН. Сер.: Геол. 1992. №9. С. 104–114.
111. Сафронова И. Ю. Внутриплитный океанический магматизм палеоазиатского океана и палеооцифики от неопротерозоя до кайнозоя // Вулканизм и геодинамика: материалы IV Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камч., 2009. С. 490–494.
112. Селиверстов Н. И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М: Науч. мир, 1988. 164 с.
113. Селиверстов Н. И., Торохов П. В., Баранов Б. В. Подводный вулкан Пийпа: структурно-тектонический контроль, геологическое строение и гидротермальная деятельность // Вулканология и сейсмология. 1995. №2. С. 50–72.
114. Селянгин О. Б. Новое о вулкане Мутновский: строение, развитие, прогноз // Вулканология и сейсмология. 1993. №6. С. 21–32.
115. Селянгин О. Б., Брайцева О. А. Вулкан Малый Семячик // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. С. 162–182.
116. Слезин Ю. Б., Ковалев Г. Н., Гребзды Э. И. [и др.]. Об активности вулкана Малый Семячик // Бюл. вулканол. станций. 1971. №47. С. 37–40.
117. Смыслов А. А. Уран и торий в минеральном веществе земной коры // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 10–19.
118. Смыслов А. А., Максимовский В. А. [и др.]. Радон в земной коре и риск радоноопасности // Разведка и охрана недр. 1994. №4. С. 21–29.

119. *Сугробов В. М., Вакин Е. А.* Основные результаты комплексных исследований и их применение при исследовании при изучении геотермальных месторождений // Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1986. С. 189–201.
120. *Сурков Ю. А.* Космохимические исследования планет и спутников. М.: Наука, 1985. 308 с.
121. *Таран Ю. А., Пилипенко В. П., Рожков А. М.* Геохимия гидротермальных растворов и газов Мутновской гидротермальной системы // Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм. М.: Наука 1986. С. 140–189.
122. *Таран Ю. А.* Геохимия геотермальных газов. М.: Наука, 1988. 160 с.
123. *Титаева Н. А., Векслер Т. И., Орлова А. В.* Радий в современных вулканических породах Камчатки // Изв. вузов. Сер.: Геология и разведка. 1977. №4. С. 70–75.
124. *Титаева Н. А., Зыков Д. С., Никулин В. И.* [и др.]. Опыт применения радоновой съемки для выявления зон активизации тектонических структур // Вестн. МГУ. 1995. №4. С. 67–73.
125. *Титаева Н. А.* Ядерная геохимия. М.: МГУ, 2000. 336 с.
126. *Титаева Н. А.* Краткий курс лекций по радиогеоэкологии. М.: МГУ, 2005. 95 с.
127. *Титаева Н. А.* Геохимия природных радиоактивных рядов распада. М.: Геос, 2005. 225 с.
128. *Торохов П. В., Округин В. М., Полушин С. В.* Геохимия и морфология пиритов гидротермальных отложений подводного вулкана Пийпа // Вулканизм, структуры и рудообразование: тез. докл. VII Всесоюз. вулканол. совещ., Иркутск, июль 1991 г. Иркутск, 1992. С. 104–105.
129. *Трошин Ю. П.* Селен и теллур как вероятные индикаторы участия внешнего ядра вулканическом процессе // Вулканизм в структурах Земли и различных геодинамических обстановках: тез. докл. VII Всесоюз. вулканол. совещ., Иркутск, июль 1991 г. Иркутск, 1992. С. 119–120.
130. *Трухин Ю. П., Шувалов Р. А.* Окислительно-восстановительные реакции, процессы газогенерации и вторичный разогрев на шлаковых конусах // Большое трещинное Толбачинское извержение: Камчатка, 1975–1976. М.: Наука, 1984. С. 356–373.
131. *Федорченко В. И., Абдурахманов А. И., Родионова Р. И.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1989. 240 с.

132. Федотов С. А., Чирков А. М., Разина А. А. Северный прорыв // Большое трещинное Толбачинское извержение: Камчатка, 1975–1976. М.: Наука, 1984. С. 11–75.
133. Федотов С. А. Об извержениях в кальдере Академии Наук и Карымского вулкана на Камчатке в 1996 г., их изучении и механизме // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 3–38.
134. Федотов С. А., Жаринов Н. А., Гонтовая Л. И. О деятельности, магматической питающей системе и глубинном строении Ключевской группы вулканов // Вулканизм и геодинамика: материалы IV Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский, 2009. С. 24–28.
135. Фирстов П. П., Рудаков В. П. Результаты регистрации подпочвенного радона в 1997–2000 гг. на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 41–51.
136. Фролова Т. И., Перчук Л. Л., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 260 с.
137. Химический энциклопедический словарь. М.: Сов. энцикл., 1983. 792 с.
138. Холланд Г. Д., Малинин С. Д. Растворимость и распространение нерудных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 370–404.
139. Хренов А. П., Дубик Ю. М., Иванов Б. В. [и др.]. Эруптивная деятельность вулкана Карымский за 10 лет: 1970–1980 гг. // Вулканология и сейсмология. 1982. № 4. С. 29–49.
140. Чебыкин Е. П., Гольдберг Е. Л., Куликова Е. С. [и др.]. Метод определения изотопного состава аутигенного урана в донных отложениях озера Байкал // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 6. С. 604–616.
141. Чердынцев В. В. Ядерная вулканология. М.: Наука, 1973. 208 с.
142. Черепнин В. К. Геохимия и типы месторождений урана. Томск: Том. гос. ун-т, 1966. 151 с.
143. Чирков А. М. Радон в газах некоторых вулканов и гидротермальных систем Камчатки // Вулканизм и глубины земли: сб. ст. М.: Наука, 1971. С. 359–364.
144. Чирков А. М. Радон в термальном источнике как индикатор состояния Карымского вулкана // Бюл. вулканол. станций ДВНЦ АН СССР. 1973. № 49. С. 99–102.

145. *Шаврова Н. Н.* Определение радиоактивности газов побочных прорывов Ключевской сопки // Бюл. вулканол. станций. 1937. №2. С. 7–12.
146. *Шаврова Н. Н.* Содержание радия и тория в лавах вулканитов Семьячинской группы // Бюл. вулканол. станций. 1958. №27. С. 10–14.
147. *Шаврова Н. Н.* О содержании радия и тория в лавах вулкана Безымянного // Бюл. вулканол. станций. 1961. №31. С. 14–19.
148. *Шанцер А. Е.* Некоторые особенности эволюции тектоно-магматических структур Камчатки в зависимости от ее блокового строения и движения блоков в позднем кайнозое // Бюл. вулканол. станций. 1976. №57. С. 53–65.
149. *Шарапов В. Н., Симбирева И. Г., Бондаренко П. В.* Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. Новосибирск: Наука, 1984. 199 с.
150. *Шарапов В. Н., Черепанов А. Н.* Динамика дифференциации магм. Новосибирск: Наука, 1986. 200 с.
151. *Шарапов В. Н.; Симбирева И. Г., Бондаренко П. М.* Сейсмоструктурная Курило-Камчатской области и ее стыка с Алеутской дугой: сейсмологические и тектонофизические модели. Новосибирск, 1992. 162 с.
152. *Шатков Г. А., Шаткова Л. Н.* Особенности распределения урана и тория в вулканических породах // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 106–112.
153. *Шеймович В. С., Кожемяка Н. Н. Важеевская А. А.* [и др.]. Вулкан Большая Ипелька в Южно-Камчатской вулканической зоне // Бюл. вулканол. станций. 1978. №57. С. 53–65.
154. *Шеймович В. С., Патока М. Г.* Геологическое строение зон активного вулканизма. М.: Недра, 1989. 205 с.
155. *Шмидт О. Ю.* Четыре лекции о теории происхождения Земли. 2-е изд. М.: АН СССР, 1950. 65 с.
156. *Andreev V. I., Karpov G. A.* Content of Radioactive Elements (U, Th and Ra) in Recent Volcanogenetic Rocks as the indicator of Their Genesis and Evolution of Magmatic Chamber // The 4<sup>th</sup> International Conference on Environmental Radioactivity in the Arctic, 20–23 September. Edinburgh, Scotland, 1999. P. 325–341.
157. *Boynnton W. V.* Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth elements geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 1984. P. 63–114.

158. *Capaldi G., Cortini M., Gasparini P.* [et al.]. Shortlived radioactive in freshly erupted rocks and their implication for the preeruption history of a magma // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81. №2. P. 350–358.
159. *Condomines M., Hemond Ch., Allegre C.J.* U-Th-Ra radioactive disequilibria and progresses // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 90. №3. P. 243–262.
160. *Dyck W., Bell R.T.* Uranium and other trace and minor element concentration in surface rocks and stream sediments from the Cypress Hills // *Saskatchewan. Pap. Geol. Surv. Can.* 1985. №85. P. 23–31.
161. *Hutuda Zinitro, Nishimura Susumu, Asayama Tetsuji.* Atrial method of determining uranium and thorium content of rocks in radioactive disequilibrium by neutron activation analysis // *Mem. Coll. Ski. Univ. Kioto.* 1967. Vol. 33. №4. P. 221–226.
162. *Joly J.* On the Radioactivity of certain Lavas // *Phill. Mag. and Journ. of Ski.* 1909. №18. P. 577–586.
163. *Keller J.* Mediterranean island arcs // *J. A. L.: J. Welley & Sons,* 1982. P. 307–325.
164. *Vergasova L.P., Karpov G.A., Andreev V.I.* [et al.]. Post-eruptive Activity in the Academii Nauk Caldera, Kamchatka: New Mineral Deposition, Radon Concentration in Gaseous Emissions, and Changes in the Biota // *Volc. Seis.* 1998. Vol. 19. P. 693–712.
165. *Podsednik Mary.* Geologie assessment of radon-222 in McLennan country, Texas // *Bull. Baylor Geol., Stud.* 1990. №50. P. 4–43.
166. *Rubin R.N., Macdougall J.D.* 226-Ra excesses in midoceanridge basalts and mantle melting // *Nature.* 1988. №618. P. 158–161.
167. *Sullivan K.T., Mose D.G., Mushrush G.W.* Mineralogy and aeroradioactivity as indicators of radon hazard zones // *Energy Sources.* 1997. Vol. 19. №7. P. 651–660.
168. *Titaveva N.A., Mironov Yu.U.* Evidens of evolution of depleted mantle and relics of subcontinental lithosphere in Atlantic // 5<sup>th</sup> Zonen-shain of plate tectonics. M., 1995. P. 59–61.
169. *Wallenberg Y.A.* Radioactivit of Nevada hot-spring system // *Geophys. Res. Lett.* 1974. Vol. 1. №8. P. 359–362.

## СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

БТТИ	Большое трещинное Толбачинское извержение
влк.	вулкан
ЕРЭ	естественные радиоактивные элементы
КДВЦ	Кихпиньчский долгоживущий вулканический центр
кл.	ключ
о.	остров
ОД	островные дуги
оз.	озеро
п.п.п.	потери при прокаливании
ПДК	предельно допустимая концентрация
п-ов	полуостров
р.	река
руч.	ручей
соп.	сопка
СП	Северный прорыв
ЮКТП	Южно-Кихпиньчское термальное поле
ЮП	Южный прорыв



Научное издание

*Виктор Ильич Андреев*

**Распределение естественных радиоактивных элементов  
в твердых вулканитах и радиогенных газах из вулканов  
и гидротерм Камчатки и Курил**

*Монография*

В авторской редакции

*Издание осуществлено при финансовой поддержке  
Министерства образования и науки РФ  
в рамках программы стратегического развития  
ФГБОУ ВПО «Камчатский государственный университет  
имени Витуса Беринга» на 2012–2016 гг.*

Издательский центр  
ФГБОУ ВПО «Камчатский государственный  
университет имени Витуса Беринга»  
683032, Петропавловск-Камчатский, Пограничная, 4  
тел. (4152) 427-078, e-mail: nio@kamgu.ru, www.kamgu.ru

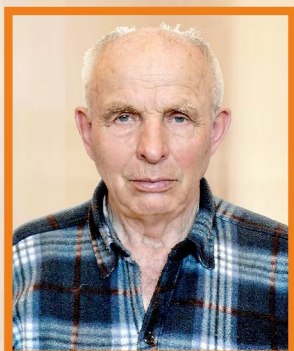
Технический редактор, верстка М. А. Острейко  
Художественный редактор И. Р. Бондарева

Подписано в печать 24.05.2013. Формат 60 × 84 <sup>1</sup>/<sub>16</sub>  
Бумага офсетная. Печать цифровая  
Гарнитура «Times New Roman»  
Уч.-изд. л. 8,05. Усл. печ. л. 9,20  
Тираж 500 экз. Заказ № 3027

ISBN 978-5-7968-0490-2



Отпечатано в КамГУ им. Витуса Беринга



*Андреев  
Виктор Ильин*

Кандидат геолого-минералогических наук, окончил Геологический факультет МГУ, с 1967 г. работает в Институте вулканологии и сейсмологии, преподает ядерную геофизику и экологию в КамГУ им. Витуса Беринга. Автор более 50 научных и научно-популярных работ, периодически сотрудничает со СМИ на разные темы.

ISBN 978-5-7968-0490-2



9 785796 804902