

Ю.В. Адамчук, П.П. Фирстов

ИАЭ-4247/1

**РАДИОАКТИВНЫЕ ЭМАНАЦИИ
В ФУМАРОЛЬНЫХ ГАЗАХ
РЯДА ДЕЙСТВУЮЩИХ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ**

Москва — ЦНИИАтоминформ — 1986

РУБРИКАТОР ПРЕПРИНТОВ ИАЭ

1. Общая, теоретическая и математическая физика
2. Ядерная физика

3. Общие проблемы ядерной энергетики
4. Физика и техника ядерных реакторов
5. Методы и программы расчета ядерных реакторов

6. Теоретическая физика плазмы
7. Экспериментальная физика плазмы и управляемый термоядерный синтез
8. Проблемы термоядерного реактора

9. Физика конденсированного состояния вещества
10. Физика низких температур и техническая сверхпроводимость
11. Радиационная физика твердого тела и радиационное материаловедение

12. Атомная и молекулярная физика
13. Химия и химическая технология

14. Приборы и техника эксперимента
15. Автоматизация и методы обработки экспериментальных данных
16. Вычислительная математика и техника

Индекс рубрики дается через дробь после основного номера ИАЭ.

**Ордена Ленина и ордена Октябрьской Революции
Институт атомной энергии им. И.В. Курчатова**

Ю.В. Адамчук, П.П. Фирстов

**РАДИОАКТИВНЫЕ ЭМАНАЦИИ
В ФУМАРОЛЬНЫХ ГАЗАХ
РЯДА ДЕЙСТВУЮЩИХ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ**

Москва — ЦНИИАтоминформ — 1986

Ключевые слова: вулкан, фумарола, радон, магматический очаг, проницаемость, пористость, закон Дарси.

В работе приведены результаты измерений 1980 — 1983 гг. объемной активности эманаций в фумарольных газах ряда действующих вулканов Камчатки. Значение концентрации радона в фумаролах Авачинского вулкана, равное ~ 2 эмана, существенно не изменилось по сравнению с данными 1966 г. Наиболее высокая активность ($11,5 \pm 0,4$ эмана) зарегистрирована в фумаролах вулкана Безымянный.

Эманационная площадная съемка фумарольных полей Второго конуса Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) выявила узлокализированную зону выходов радиоактивных эманаций. Вынос радона в этой зоне в 1981 г. составил $(2,3 \pm 0,4) \cdot 10^{-6}$ Ки/с. Используя эту оценку, рассчитаны время (34 — 42 сут) и средняя скорость (2,5 — 3,0 м/ч) подъема глубинных газов из магматического очага, а также фильтрационные характеристики пород в узлокализированной околожерловой зоне II конуса Северного прорыва БТТИ в постэруптивный период: коэффициент проницаемости (0,1 — 4,3 дарси), пористость (3 — 15%) и средняя величина раскрытия трещин и пор ($(0,6 — 2,0) \cdot 10^{-3}$ см). Найденные значения характеристик оказались сравнимы с параметрами зоны дробления вблизи эпицентров подземных ядерных взрывов.



ВВЕДЕНИЕ

Отмечено, что потоки глубинных газов, насыщенные радиоактивными эманациями (радон, торон), идут по локальным, наиболее проницаемым участкам земной коры — разломам и вместе с минерализованной и газонасыщенной водой, являющейся в данном случае фазой-носителем, свободно преодолевают не только гидростатическое сопротивление, но и давление динамического стока воды. Показано также, что аномальные выходы газов фиксируют структурные узлы, т.е. участки пересечения или сопряжения нескольких глубинных разломов, в связи с чем эманационная площадная съемка — наиболее быстрый способ их обнаружения. В то же время измерение радона в подземных водах или почвенном газе в различных сейсмоактивных районах земного шара перед землетрясениями широкого диапазона энергий ($k = 8 \div 17$, $k = \lg E$ [Дж]) выявило различные по форме аномалии его объемных концентраций [1], которые могут быть использованы как предвестники.

Согласно современным представлениям [2, 3], при подготовке землетрясений в очаговой зоне в процессе образования, раскрытия и роста трещин нарушаются кристаллические решетки, содержащие радиоактивные эманации, возрастает площадь свободной поверхности горных пород, с которой атомы радона диффундируют в подземные воды и газы. При этом процессу диффузии способствуют ультразвуковые колебания от образующихся микротрещин, предшествующих основному толчку. При интенсивном трещинообразовании в период подготовки землетрясения в будущем очаге наблюдаются также и тепловые эффекты, происходит частичное снятие напряжений и образование зон пониженного давления. Последнее нарушает термодинамическое равновесие системы очаг — вмещающая среда, что ведет к изменению газожидкостных потоков.

Вне очаговой зоны аномалии радона, по-видимому, обусловлены изменением напряженного состояния породы в процессе подготовки землетрясения. При этом разломы земной коры могут сильно увеличивать газодинамические предвестники, в частности выход радона. В работе [4] обнаружены приуроченные к разломам земной коры или к узлам пересечения крупных тектонических нарушений "чувствительные зоны". Они показывают неодинаковую реакцию (амплитуду предвестников) перед различными землетрясениями, что зависит от поля напряжений при подго-

товке землетрясения и от пространственной ориентировки зоны. В случае благоприятного сочетания большие амплитуды предвестниковых аномалий в "чувствительных зонах" позволяют уверенно выделять предвестники даже при наличии интенсивных помех. Сильная реакция в этих зонах может отражать подготовку землетрясений, удаленных до 500 — 600 км от пунктов наблюдений.

Процесс подготовки извержения вулкана в какой-то мере аналогичен процессу подготовки землетрясения. Так как вулканические аппараты приурочены к глубинным разломам или узлам их пересечений, то измерения объемной концентрации радона в фумарольных газах вулканов представляют интерес для прогноза извержений и сильных землетрясений прилегающего к вулкану района. Однако измерений объемной концентрации радона (и торона) в фумарольных газах вулканов Курило-Камчатской дуги выполнено сравнительно мало.

Радон (^{222}Rn), как известно, продукт распада уранового ряда с $T_{1/2} = 3,825$ дня, и торон (^{220}Rn , Tn), продукт распада ториевого ряда с $T_{1/2} = 54,5$ с, являются инертными благородными газами нулевой группы с весьма высокой подвижностью. Первые измерения объемной концентрации радиоактивных эманаций в Курило-Камчатском регионе проводили В.В. Чердынцев, В.М. Купцов [5] и А.М. Чирков [6]. В.В. Чердынцев с В.М. Купцовым определяли содержание радона и торона в 1967 г. в фумарольных газах вулканов Мутновского (Камчатка), Менделеева и Головинина (о. Кунашир, Курильские острова). Концентрация радона в парогазовых струях фумарольного типа для этих вулканов составляла в среднем 6 эман (1 эман = 10^{-10} Ки/л = 222 расп./(мин.л)). А.М. Чирков исследовал в течение четырех лет (с 1966 по 1969 г.) газы вулканов Карымского и Авачинского. Измерения на вулкане Карымский велись им на фумарольном поле с внешней стороны южного склона и внутри кратера на северном склоне, а на Авачинском вулкане — на внешнем юго-западном склоне на поле серных фумарол вблизи кромки кратера рядом с утесом "Серный гребень". Среднее значение объемной концентрации радона для Карымского вулкана по измерениям за 4 года было равно $0,8 \pm 0,4$ эмана, а для вулкана Авача за это же время — $5,3 \pm 1,4$ эмана.

По инициативе А.М. Чиркова на Карымском вулкане были организованы систематические наблюдения за радоном в спонтанном газе термального источника, расположенного в 3,5 км от кратера. Сопоставление активности вулкана за 1966 — 1978 гг. с концентрацией радона показало, что ее изменение коррелируется с активностью вулкана и носит пульсационный характер, и чем сильнее проявляется активность вулкана, тем

более четко это выражено [7]. Кратковременное возрастание объемной концентрации радона в 1,5 – 2 раза перед сильным взрывом вулкана Карымского было в 1979 г. замечено также авторами настоящей работы [8].

Весьма подробно проанализирован экспериментальный материал об эманационной обстановке вдоль разлома Сан-Андреас в Центральной Калифорнии, полученный в течение трех лет с помощью 26 станций слежения [9]. На юго-восточном участке разлома протяженностью ~ 55 км (между Сан-Бенито и Холлистером) экстремальные значения объемного содержания радона четко коррелировались с сейсмическими событиями с магнитудой $M = 3,5 \div 4$ и выше. В то же время в северо-западном районе разлома протяженностью ~ 45 км, удаленном на ~ 100 км от эпицентров землетрясений (между Лос-Алтосом и Сан-Франциско), такой связи не наблюдалось. Аналогичные явления были замечены и на Душанбинском геофизическом полигоне [10], когда наблюдались четкие аномальные вариации радона перед коровыми землетрясениями в скважине Ходжа-Оби-Гарм. В то же время на скважине Явроз изменения объемной концентрации радона наблюдались после землетрясения, а в Шаамбары они вообще не были отмечены даже при подготовке сильного Алайского землетрясения 1 ноября 1978 г. с $M = 6,7$. Там же было показано, что зависимость от времени концентрации радона в газах, хорошо коррелируемая с коровыми землетрясениями, не выявила никаких заметных аномалий во время глубоких, например Памиро-Гиндукушских, землетрясений.

Как будет показано в дальнейшем, если известны геометрические размеры системы магматический очаг – канал, то на основании объемной концентрации радона и расхода газа с заданной площади можно рассчитать скорость движения газового потока в магматическом канале и сделать оценки его средних фильтрационных характеристик: коэффициентов проницаемости, пористости, величины раскрытия трещин и пор и среднего расстояния между капиллярами и трещинами, по которым газовый поток выходит на поверхность.

На основании эманационной площадной съемки на конусах Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) предложена модель миграции радона, которая удовлетворительно объясняет “аномально” большое его количество, вынесенное на поверхность во время этого извержения в 1975 г.

В 1980 – 1983 гг. были проведены измерения объемных концентраций радона в спонтанных газах термальных источников, а также в фумарольных газах некоторых вулканов Камчатки. В спонтанных газах источников измерение радона проводилось с целью отработки методики по определению его содержания бета-радиометром РКБ4-1eM [8].

Так как увеличение объемной концентрации радиоактивных эманаций может служить сигналом к подготовке извержения или землетрясения, весьма важен систематический контроль за их содержанием в местах выходов глубинных и вулканических газов, включая фумаролы.

Данная работа посвящена анализу измерений объемной концентрации радиоактивных эманаций в фумарольных газах с целью прогноза извержений вулканов или землетрясений прилегающего района.

1. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

Измерения содержания объемной концентрации радона в фумарольных газах проводились в 1980 – 1983 гг. серийным полевым сцинтилляционным эманометром "Радон" или серийным бета-радиометром РКБ4-1еМ [11] с двумя блоками детектирования: один – комбинированный сцинтилляционный детектор с пониженной восприимчивостью к гамма-излучению, другой – серийный сцинтилляционный детектор БДЖБ-02. Пробоотборник газов через шланги и осушитель соединялся с насосом и камерой (чувствительным объемом) приборов. Замер радона осуществлялся через 5 мин после закачки пробы.

Бета-радиометр РКБ4-1еМ позволяет проводить измерения объемной активности газов в режиме естественного или принудительного потока контролируемого газа через детектор. Чувствительность бета-радиометра с детектором БДЖБ-02 была определена по альфа-излучению аттестованного источника газообразного радона и, приведенная к начальному моменту времени, составляла 2,1 имп./с.эман). Порог чувствительности был равен $q_{\min} = 0,13$ эмана за время измерения 500 с при средней скорости счета фона $\bar{N}_{\phi} = 9,4$ имп./с [11].

С целью расширения диапазона измерений в сторону малых активностей использовался новый комбинированный сцинтилляционный детектор с пониженной (в 500 раз) чувствительностью к гамма-фону [8]. Конструктивно новый детектор выполнен аналогично детектору БДЖБ-02. Чувствительность бета-радиометра с новым комбинированным детектором в равновесном состоянии с продуктами распада составляла величину $P = 2,3$ имп./с. эман). Порог чувствительности за время 500 с оказался равным $q_{\min} = 0,013$ эмана при $\bar{N}_{\phi} = 0,05$ имп./с.

Эффективность регистрации α -излучения камерой эманометра "Радон" ϵ_{α} определялась эталонным α -источником ^{239}Pu площадью $S_0 = 10 \text{ см}^2$, который на угол 2π дает поток $N_0 = 1,18 \cdot 10^5$ расп./с. Счет эталона, задиафрагмированного до площади $S_d = 0,0113 \text{ см}^2$, составил

$N_d = 16$ имп./с. Так как

$$N_d = \epsilon_{\alpha}^n N_0 (S_d/S_0), \quad (1)$$

то эффективность плоского источника α -излучения равна $\epsilon_{\alpha}^n = 0,12$. Для объемного источника α -частиц эффективность в среднем на $\sim 25\%$ выше плоскостного случая, и можно принять $\epsilon_{\alpha} = 1,25 \cdot \epsilon_{\alpha}^n = 0,15$. При объеме камеры $v_0 = 0,5$ л счет активности в 1 эман будет равен $N_{\Sigma} = 222 \cdot \epsilon_{\alpha} \cdot v_0 = 17$ имп./мин, так что чувствительность эманометра "Радон" равна $P = 0,28$ имп./ (с.эман).

2. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Измерения радона в фумарольных газах были проведены на ряде действующих вулканов Камчатки.

Авачинский вулкан. В измерениях А.М. Чиркова [6] содержание радона в фумаролах Авачинского вулкана в 1966 — 1969 гг. было следующим: 1966 г. — $6,8 \pm 2,3$; 1967 г. — $6,7 \pm 0,9$; 1968 г. — $4,7 \pm 1,6$; 1969 г. — $2,8 \pm 0,2$ эмана. В июле 1983 г. проводились измерения радона с помощью серийного бета-радиометра РКБ4-1еМ внутри кратера и на внешнем восточном склоне. Кратер вулкана — крутостенная воронка диаметром ~ 400 м и глубиной ~ 200 м — сложен из переслаивающихся андезитов и агломератов с большим количеством фумарольных полей и отдельных локализованных фумарол, как на парящих, так и непарящих участках. С 1969 г. он существенно не изменился. Концентрация радона на фумарольном поле на дне кратера с температурой выходящих газов $75 - 100^{\circ}\text{C}$ оказалась равной $1,2 \pm 0,4$ эмана, а на восточном фумарольном поле вблизи кромки кратера, где температура газов была $40 - 60^{\circ}\text{C}$, составляла $2,8 \pm 0,3$ эмана. Хотя измерения 1983 г. проведены на других точках по сравнению с предшествующими годами, сохранение значений объемной концентрации радона на уровне 1969 г. указывает на то, что геодинамическая обстановка в районе Авачинского вулкана существенно не изменилась.

Побочные извержения Ключевского вулкана. В 1980 г. были проведены измерения объемной активности радона в фумарольных газах побочных кратеров вулкана Ключевского. В кратере Былинкиной (извержение 1953 г.) было сделано 8 замеров на самых активных фумаролах. На кратере Имени 8 марта (извержение 1980 г.) было проведено 14 замеров в активных точках трещины, из которой происходило выжимание и истечение вязкой лавы. Измерения проводились бета-радиометром РКБ4-1еМ с использованием комбинированного детектора с пониженной чувстви-

тельностью к гамма-излучению. В обоих случаях содержание радона было ниже порога чувствительности использованного блока детектирования, который, как уже отмечалось, составляет $q_{\min} = 0,013$ эмана.

Если отсутствие радона в побочном кратере Былинкиной можно объяснить тем, что связь с глубинными частями магмовода уже потеряна, то отсутствие его в газах кратера Имени 8 марта крайне удивительно. По данным В.Н. Двигало и В.А. Дрозина [12], извержение произошло по трещине, существовавшей на склоне Ключевского вулкана по крайней мере с 1974 г. Тогда можно предположить, что извержение побочного кратера Имени 8 марта произошло из близповерхностного очага, утратившего связь с магмоводом Ключевского вулкана.

Вулкан Безымянный — один из наиболее активных вулканов Камчатки. После катастрофического извержения 30 марта 1956 г. вулкан находится в состоянии непрерывного экструзивного извержения, что привело к выжиманию на месте взрывной воронки лавового купола высотой около 800 м. На фоне экструзивного извержения почти ежегодно происходят эксплозивные выбросы с возникновением агломератовых потоков из раскаленной и вспененной породы длиной до 3 км. Эти потоки прорезали на куполе каньон шириной до 20 м и глубиной до 20 м, проходящий от вершины через весь его восточный склон (рис. 1). На фотографии видно также, что полностью отсутствует обращенный к нам восточный борт взрывной воронки 1956 г., уничтоженный во время этого грандиозного извержения.

Фумарольные газы вулкана Безымянный на содержание радона ранее не исследовались. Измерения его объемной концентрации проводились в августе 1983 г. в фумаролах двух термальных полей на выжимном лавовом куполе вулкана (см. рис. 1) с использованием серийного радиометра РКБ4-1еМ. Первая фумарола находилась на правом борту гребня каньона у вертикальной стенки на 100 — 150 м ниже вершины с температурой выходящих газов $T \approx 60 - 70^\circ \text{C}$. Судя по малому наличию возгонов, это был в основном водяной пар. Левее этой фумаролы примерно на 70 м, между "Обелиском" — отдельным выжимным монолитным блоком лавы высотой около 40 м — и склоном купола, на площади $S \approx 10 \times 10 \text{ м}^2$ активно действовали десятки фумарол. Газовые выходы были здесь обрамлены белыми налетами нашатыря и следами серы. Парогазовые смеси имели температуру $70 - 80^\circ \text{C}$ без заметной примеси сернистого газа и сероводорода. В наиболее активных фумаролах этой площадки и в отдельной фумароле на обрыве каньона осуществлялся отбор и измерение вулканических газов.



Рис. 1. Вид с воздуха на вулкан Безымянный (~ 3090 м) : 1 — каньон; 2 — борта взрывной воронки 1956 г.; 3 — выжимный лавовый купол; 4 — скала "Обелиск"; 5 — места отбора вулканических газов (фото В.А. Подтабачного)

Содержание радона в отдельной фумароле на вертикальной стенке у гребня оказалось равным $0,9 \pm 0,2$ эмана. В районе активных фумарол за скалой "Обелиск" объемная концентрация радона была на порядок больше и составляла в среднем $11,5 \pm 0,4$ эмана. Резкие колебания содержания радона в близко расположенных термальных полях указывают на проявление узколокализованных выходов глубинных газов.

Измерения радона мы провели также у подножья вулкана в свежем агломератовом потоке от 22 мая 1983 г., т.е. через три месяца после его излияния, когда он в своей толще еще не остыл и в нем происходило испарение метеорной воды. Как и следовало ожидать, во всех исследованных наиболее сильных выходах парогазовых струй присутствия радона обнаружено не было, что подтверждает предположение об отсутствии генетической связи исследованных фумарол агломератового потока с глубинами.

Содержание радона в фумарольных газах вулкана Безымьяный, равное 11 – 12 эман, оказалось наиболее высокое по сравнению с другими действующими вулканами. Это можно объяснить тем, что вулкан находится в состоянии непрерывного экструзивного извержения, а также тем, что слагающие его кислые породы содержат радий, уран и торий в значительно большем количестве по отношению к основным изверженным породам [13] и, следовательно, в них продуцируется больше радиоактивных эманаций, хотя для вулкана Карымский этого не наблюдается [6].

Большое трещинное Толбачинское извержение — одно из сильнейших извержений века — происходило в 1975 — 1976 гг. в 18 км к юго-востоку от вулкана Плоский Толбачик в региональной зоне шлаковых конусов. В результате огромной эксплозивной деятельности в пределах Северного прорыва образовались три больших и четыре малых шлаковых конуса, пеплошлаковые покровы и мощный лавовый поток [14].

В сентябре 1981 г. были проведены измерения радона эманометром "Радон" на I и II конусах Северного прорыва БТТИ. К этому периоду шлаковые конусы из-за оползания и усадок отдельных блоков были разбиты густой сетью трещин, в которых наряду с выделением вулканических газов происходило эксгалационное минерало- и рудообразование из глубинных возгонов [15]. Наибольшую активность проявлял II шлаковый конус. Кольцевые трещины проседания шириной до 20 м с горячими породами и фумарольными полями, приуроченными к околokrатерным участкам, вытягивались до 70 м. В ряде мест в привершинной части шло интенсивное выделение газов.

Самый активный участок располагался на юго-восточном склоне II конуса, где параллельно трещинам оползания и общему направлению регио-

нальной зоны шлаковых конусов возникла структура типа "микрограбена". На I конусе активные площади были выражены слабее. Располагались они также в верхней части стенок кратера на западном и частично восточном склонах. На рис. 2 приведена вулcano-тектоническая схема I и II ко-

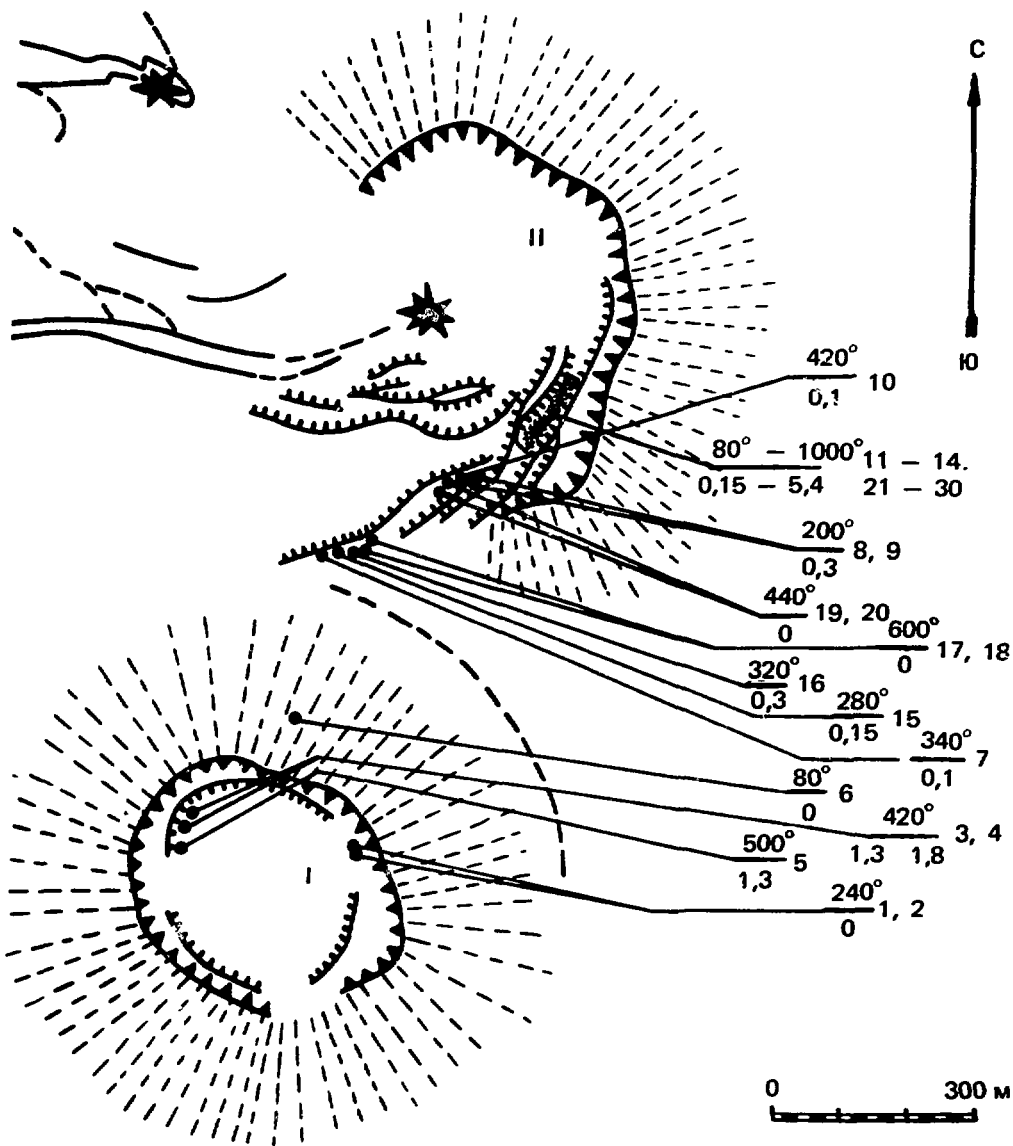


Рис. 2. Вулcano-тектоническая схема I и II конусов Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения с указанием мест измерений объемной концентрации радиоактивных эманаций: — кратеры конусов; — кольцевые трещины проседания и разрывные нарушения; — участок с наибольшей концентрацией радона в фумарольных газах ("микрограбен"); ● — точки наблюдений: $\frac{\text{температура, } ^\circ\text{C}}{\text{радон, эман}}$ номер точки

нусов БТТИ, на которой нанесены места проведения 30 замеров фумарольных газов с результатами измерений радона и температуры на глубине 10 – 15 см. Заметим, что в районах фумарол температура среды на этих глубинах варьировала в широких пределах от 80 до $\sim 1000^{\circ}\text{C}$ (красное свечение).

На рис. 3 показана кривая распада разовой пробы, взятой на II конусе в самой активной точке "микрограбена" (№ 13). В целом эта кривая близка к кривой распада радона с $T_{1/2} = 3,825$ дня. На рис. 3 (верхняя кривая) показан начальный участок кривой в течение ~ 15 ч. Видна двугорбость, которая объясняется тем, что в камеру "Радон" вместе с исследуемым газом закачивались радиоактивные аэрозоли и продукты распада как радона, так и торона. Двугорбость наблюдалась и у кривых распада спонтанных газов термальных источников [8].

На вершине I конуса (см. рис. 2, точки 3 – 5) в трещине оползания на северо-западном склоне содержание радона $C = 1,5$ эмана, $T > 400^{\circ}\text{C}$, а для таких зон прогрева коэффициент эманирования α приближается к 1. (Коэффициент эманирования α – доля вышедшего радона по отношению к общему его количеству, находящемуся в породах в состоянии радиоактивного равновесия.) В то же время в восточной части вершины (точки 1 и 2) радон не был зафиксирован, хотя $T = 240^{\circ}\text{C}$. На перемычке между I и II конусами (точки 7, 15 и 16) при довольно высоких температурах ($280 - 340^{\circ}\text{C}$) регистрировались только следы радона с максимальной концентрацией $C = 0,3$ эмана (точка 16). На восточном гребне II конуса (точки 8 – 10, 19 и 20) в трещине с температурой среды $200 - 600^{\circ}\text{C}$ содержание радона колебалось от 0,1 до 0,3 эмана.

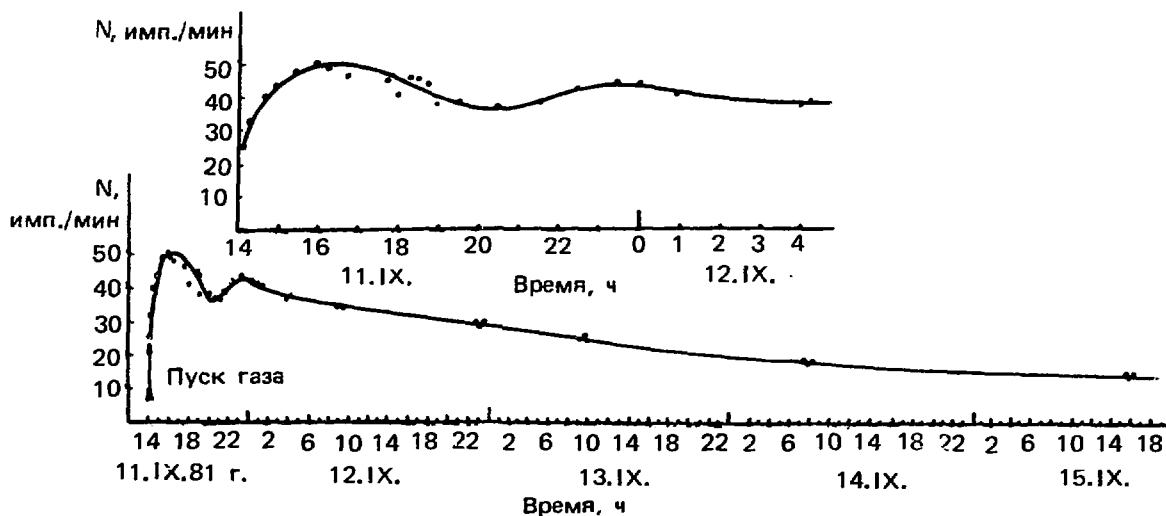


Рис. 3. Кривая распада разовой пробы радиоактивных эманаций фумарольных газов Северного прорыва БТТИ в постэруптивный период

В районе "микрограбена" на сравнительно небольшой площади $\sim 50 \times 200 \text{ м}^2$ выявлены участки с максимальным содержанием радона ($C > 5$ эман), и поэтому они были исследованы более детально (точки 11 – 14, 21 – 30). В то время как на ограничивающих "микрограбен" трещинах с температурами приповерхностных пород $80 - 400^\circ \text{C}$ наблюдались только следы радона ($C \leq 0,2$ эмана), в сводовой части "микрограбена" отмечалось его повышенное содержание. При этом на участке трещины протяженностью $\sim 15 \text{ м}$ (рис. 4) были выявлены резкие колебания как температуры среды, так и концентрации радона: на северном конце $T > 500^\circ \text{C}$, $C \approx 4$ эмана; через $2 - 3 \text{ м}$ $T = 120^\circ \text{C}$, $C = 3,5$ эмана, а еще через $6 - 8 \text{ м}$ $T = 80^\circ \text{C}$, $C = 1,3$ эмана. Южный конец трещины имел максимальную концентрацию радона с $C = 5,4$ эмана (см. рис. 2, точка 13), хотя $T = 90^\circ \text{C}$.

Следует отметить, что места повышенного содержания радона в целом совпадают с центрами выноса восходящими газами глубинных веществ, включая и мантийные летучие компоненты, возникающие на контакте с магмой, и эксгаляционного рудообразования [15].

Из полученных результатов следует: во-первых, отсутствие в ряде случаев связи температуры приповерхностного слоя с содержанием радона в фумарольном газе; во-вторых, приуроченность повышенного содержания радона к отдельным узколокальным центрам. Последнее можно объяснить тем, что глубинный газовый поток, с которым радон выносится на поверхность, поступает по узколокализованным коллекторам. Данное обстоятельство имеет принципиальное значение при выборе мест установки станций для непрерывной регистрации содержания радона в газах с целью прогноза извержений и землетрясений. Локальное проявление радиоактивности ранее отмечалось и в наших измерениях на вулкане Безымянный, и для парогазовых струй в кальдере вулкана Узон [16], а также в широкомасштабных наблюдениях в пределах разлома Сан-Андреас [9], и на Душанбинском геофизическом полигоне [10]. Все это указывает на необходимость проведения детальных измерений с целью определения концентрации радона в фумарольных газах и парогазовых струях вулканических аппаратов.

Отсутствие корреляции между температурой и содержанием радона в фумарольных газах I и II конусов БТТИ указывает на то, что температура на глубине $10 - 15 \text{ см}$ зависит, по-видимому, от вторичного разогрева и не отражает истинную температуру глубинной зоны, из которой поступают эманации.



Рис. 4. Общий вид "микрограбена" на II конусе Северного прорыва БТТИ А – участок с наибольшей объемной концентрацией радона

3. СРЕДНЯЯ СКОРОСТЬ И ВРЕМЯ ВЫХОДА ГЛУБИННЫХ ГАЗОВ В ПОСТЭРУПТИВНЫЙ ПЕРИОД БТТИ

Исходя из эманационной съемки на участке $50 \times 200 \text{ м}^2$ "микрорабена" (см. рис. 4), среднее значение концентрации радона $C = 2,3 \pm 0,4$ эмана.

В работе [17] было показано, что после БТТИ под I и II конусами образовался периферический очаг мощностью $\sim 1 \text{ км}$, верхняя кромка которого расположена на глубине 2 км . По оценкам С.А. Федотова, очаг имеет объем $V_{\text{мо}} = 0,1 \div 0,4 \text{ км}^3$. Предположим, что этот очаг является генератором глубинных газов, поток которых на II конусе с 1 м^2 "микрорабена" равен 1 л/с [18]. Полный расход газа $Q = 10^4 \text{ л/с}$ [18] и, следовательно, вынос радона в 1981 г. составлял $R = 2,3 \cdot 10^{-6} \text{ Ки/с}$. Оценим время t_{Rn} и среднюю скорость подъема радона из глубин.

Число атомов Rn , выходящих из фумарол (Φ) в единицу времени, очевидно, есть

$$\left. \frac{dN_{\text{Rn}}}{dt} \right|_{\Phi} = \frac{Ci}{\lambda_{\text{Rn}}} R = 4,1 \cdot 10^{10} \text{ ат Rn/с}, \quad (2)$$

где $Ci = 3,7 \cdot 10^{10} \text{ расп./с}$ — единица радиоактивности; $\lambda_{\text{Rn}} = 2,097 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$ — константа распада радона. За время подъема из недр радон естественно претерпевает распад и его первоначальный поток из магматического очага в $\exp(\lambda_{\text{Rn}} \cdot t_{\text{Rn}})$ раз больше найденного по формуле (2).

В магматическом очаге (МО) радон находится в состоянии радиоактивного равновесия с радием, когда в единицу времени его возникает и распадается одинаковое количество. Таким образом в очаге

$$\left. \frac{dN_{\text{Rn}}}{dt} \right|_{\text{мо}} = 0 = N_{\text{Ra}} \lambda_{\text{Ra}} - \frac{Ci R}{\varepsilon \lambda_{\text{Rn}}} \exp(\lambda_{\text{Rn}} t_{\text{Rn}}). \quad (3)$$

Здесь N_{Ra} — число атомов ^{226}Ra , находящегося в радиоактивном равновесии с радоном; $\lambda_{\text{Ra}} = 1,38 \cdot 10^{-11} \text{ с}^{-1}$ — константа распада радия-226; ε — коэффициент эманирования магмы.

Воспользовавшись соотношением (3) и зная концентрацию радия в базальтах C_{Ra} и их среднюю плотность d , можно легко получить выражение для объема магматического очага, км^3 :

$$V_{\text{мо}} = \frac{10^{-9} Ci}{\varepsilon L} \frac{AR}{\lambda_{\text{Rn}} \lambda_{\text{Ra}} C_{\text{Ra}} d} \exp(\lambda_{\text{Rn}} t_{\text{Rn}}) = \frac{240R}{\varepsilon d} \exp(\lambda_{\text{Rn}} t_{\text{Rn}}), \quad (4)$$

где $A = 226,05$ — атомный вес радия; $L = 6,022 \cdot 10^{23}$ — число Авогадро. Принимая $\varepsilon = 1$, $C_{\text{Ra}} = 2 \cdot 10^{-6} \text{ г/т}$, $d = 2,8 \text{ т/м}^3$, получим время выноса

радона из магматического очага, заглубленного на $H \equiv \langle H \rangle = 2,5$ км, в пределах от 34,5 ($V_{\text{мо}} = 0,1$ км³) до 42 сут ($V_{\text{мо}} = 0,4$ км³) со средней скоростью $\langle v_r \rangle = H/t = 3,0 \div 2,5$ м/ч.

4. ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ “АНОМАЛЬНОГО” ВЫНОСА РАДОНА ВО ВРЕМЯ БТТИ

Объемная концентрация радона в эруптивной туче БТТИ, измеренная в шлейфе Северного прорыва 3 – 6 сентября 1975 г. (через два месяца после начала извержения), оказалась равной 1,2 Ки/с [19]. Принимая $\alpha = 1$, а $d = 2,8$ т/м³ и пренебрегая временем подъема радона по открытому магматическому каналу, из формулы (4) получим, что во время БТТИ эманурующий объем составлял $V_3 \approx 100$ км³. Так как $\alpha < 1$, а $t_{Rn} \neq 0$, то реальная величина эманурующего объема была еще больше. В работе [19] $V_3 \approx 500$ км³, в то время как по измерениям суточных расходов сернистого газа (23 тыс.т/сут) и паров ртути (1,2 т/сут) объем очага жидкой магмы $V_{\text{мо}} = 0,5$ км³ при $H = 30$ км, что находится в удовлетворительном согласии с определением его объема другими методами [20]. Из этих оценок видно, что в эманировании, кроме магматического очага, участвовало еще и прилегающее к нему огромное пространство.

По нашему мнению, объем эманурующих пород во время БТТИ значительно превосходил объем очага жидкой магмы в силу следующих причин. Радон и торон, образующиеся при альфа-распадах, собираются в межкристаллических пространствах, порах и трещинах минералов или образуют там дислокации главным образом за счет энергии отдачи. Это подтверждается тем, что коэффициенты эманирования радона и торона из минералов, содержащих одновременно уран и торий, одного порядка, иначе они отличались бы в $\sqrt{T_{1/2}^{Rn} \cdot T_{1/2}^{Tn}} \approx 80$ раз. Дальнейший процесс эманирования зависит от состояния породы (главным образом от величины ее поверхности, включая и внутреннюю поверхность) и идет в ненарушенных горных породах по порам и трещинам за счет газовой диффузии. При наличии перед извержением значительных тектонических напряжений в районе магматического очага возрастает трещиноватость пород, окружающих очаг, что резко увеличивает их внутреннюю поверхность. Появление многочисленных микротрещин всегда сопровождается упругими колебаниями горных пород ультразвукового диапазона частот вплоть до 10 – 30 кГц, а возможно и выше [3, 21]. Последние ускоряют процесс диффузии газов в 40 – 50 раз и нарушают адсорбционные силы связи радона и торона (и других газов) в минералах, переводя их в свободное состояние, а, как известно, БТТИ сопровождалось интенсивным вулканическим дро-

жанием. Эти факторы вместе с высокой температурой среды вне очага $\sim 700^\circ\text{C}$ [20] должны были привести к возрастанию коэффициента эманирования пород до $\alpha \approx 1$ в большом пространственном объеме и создать благоприятные условия для развития аperiodического конвекционного переноса эманаций (одностороннего движения с тепловым потоком глубинных газов).

Полное выделение радона ($\alpha \approx 1$) означает, что он ведет себя в породе как независимая компонента. Он как бы "налит" в породу и "вытекает" на поверхность из вибрирующего во время извержения блока земной коры через открытый магматический канал за счет значительных в это время избыточных магматических давлений [22], захватывая огромный пространственный объем.

5. ОЦЕНКА СРЕДНИХ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ЗОНЫ МАГМАТИЧЕСКОГО КАНАЛА В ПОСТЭРУПТИВНЫЙ ПЕРИОД

Оценим средние фильтрационные характеристики околожерловой зоны магматического канала II конуса Северного прорыва БТТИ в постэруптивный период: пористость m , коэффициент проницаемости k и величину раскрытия трещин и пор b , являющиеся основой физического анализа пород, по которым движется газовый поток.

Для решения задачи выберем начало координат на поверхности Земли, ось z направим по вектору силы тяжести и будем считать, что коэффициент проницаемости пород k не зависит от глубины вплоть до периферического очага. Принимаем давление газов в периферическом очаге жидкой магмы на глубине $H \approx 2,5$ км, $p_H \equiv p(H) = 100 \div 300$ атм (оценка С.А. Федотова), а давление газов, выходящих из фумарол, $p_0 \equiv p(z)|_{z=0} \approx 1$ атм. (Указанное в работе [23] интрузивное давление в закупоренных магматических колоннах $p_H = 1000 \div 2000$ атм представляется сильно завышенным.) Пусть η — средняя динамическая вязкость многокомпонентного вулканического газа; $\rho \equiv \rho(z)$ — его плотность на глубине z при градиенте давления $\nabla p \equiv \partial p(z) / \partial z$.

Исходим из уравнений стационарной фильтрации газов, текущих ламинарно через пористые и трещиноватые среды. Уравнение скорости фильтрации газа $v \equiv v(z)$ через пористую породу с множеством щелей и капилляров определяется линейным законом Дарси [24]:

$$v(z) = - (k/\eta) \nabla p(z), \quad (5)$$

который получается из полного уравнения движения газа по каналам пористой породы в пренебрежении динамического члена, когда силы, связанные с ускорением газов по мере его подъема, малы по сравнению с силами сопротивления среды. В нашем случае условие применимости уравнения Дарси хорошо выполняется: проведенный анализ показывает, что отношение отбрасываемого динамического члена $d(\rho v)/dt$ к силе сопротивления составляет в самом неблагоприятном случае при $z = 0$ величину $\leq 10^{-3}$.

Для решения задачи необходимо добавить еще уравнение непрерывности, которое для установившегося стационарного течения имеет вид

$$\operatorname{div}(\rho v) = 0. \quad (6)$$

Уравнения (5) и (6) описывают движение через пористые среды сжимаемого газа, который по мере подъема из-за $p_H \gg p_0$ разгружается (сбрасывает давление), расширяется и увеличивает скорость.

Заметим, что поток газа с единицы поверхности есть, по определению, скорость фильтрации*, связанная со скоростью движения газа v_r соотношением [25]

$$v = m v_r. \quad (7)$$

Как показано в работе [26], для трещиноватых сред пористость m и проницаемость k равны

$$m = 2b/D, \quad k = (1/6)(b^3/D), \quad (8)$$

где D — среднее расстояние между щелями и трещинами, по которым движется газовый поток. Как видно из приведенных выше цифр [18], скорость Дарси у поверхности в нашем случае равна 0,1 см/с.

Задачу будем решать для двух предельных случаев: а) в пренебрежении теплообмена между средой и газом во время его подъема и б) в предположении интенсивного его теплообмена с окружающей породой.

а) При отсутствии теплообмена можно считать, что газ расширяется по адиабатическому закону:

$$pV^\gamma = \text{const}, \quad (9a)$$

* Определенной терминологии нет: скорость фильтрации называют и кажущейся скоростью течения, и скоростью Дарси.

где $V = 1/\rho$ — удельный объем газа (объем единицы массы); γ — показатель адиабаты. Для воздуха, как известно, $\gamma = 1,4$. Из (9а) следует, что $\rho \sim p^{1/\gamma}$. Подставляя в (6) и учитывая уравнение Дарси, получим для уравнения непрерывности выражение ($\nu = 1 + 1/\gamma$):

$$\nabla[(k/\eta)\nabla p^\nu] = 0. \quad (10a)$$

Решение этого уравнения определяет распределение давления газов по глубине ($p_0 \ll p_H$):

$$p^\nu(z) = p_0^\nu + \frac{p_H^\nu - p_0^\nu}{H} z \approx p_0^\nu \left(1 + \frac{p_H^\nu z}{p_0^\nu H}\right). \quad (11a)$$

Тогда скорость фильтрации, исходя из (5) и (11а), может быть записана в виде

$$v(z) = \frac{k}{\eta} \frac{p_H^\nu - p_0^\nu}{\nu H} \frac{1}{[p(z)]^{\nu-1}} \approx \frac{k p_H^\nu}{\nu \eta H} \frac{1}{[p(z)]^{\nu-1}}. \quad (12a)$$

Так как $dz = v_r dt$, то с учетом (7) время выхода вулканических газов из магматического очага, оцененное по формуле (4), очевидно, есть

$$t = m \int_0^H \frac{dz}{v(z)} = \frac{m \eta}{k} \frac{\nu H^2 p_0^{2\nu-1}}{(p_H^\nu - p_0^\nu)^2} \int_1^{\left(\frac{p_H}{p_0}\right)^\nu} \xi^{(\nu-1)/\nu} d\xi \approx \frac{\nu^2}{2\nu-1} \frac{m \eta H^2}{k p_H}. \quad (13a)$$

и, следовательно, скорость подъема газов на глубине z определяется формулой

$$v_r(z) = \frac{\nu}{2\nu-1} \left[\frac{p_H}{p(z)} \right]^{\nu-1} \langle v_r \rangle. \quad (14a)$$

б) При интенсивном теплообмене газа с окружающей породой во время его подъема происходит выравнивание их температур. Поскольку теплоемкость газа существенно меньше теплоемкости породы, можно считать, что в этом приближении газ по ходу движения успевает принять температуру среды $T \equiv T(z)$, и уравнение его состояния имеет вид

$$pV = R_0 T, \quad (9б)$$

где R_0 — универсальная газовая постоянная.

Будем считать также, что к моменту наших измерений на пути выходящих газов под БТТИ уже установилось температурное равновесие и температура пород линейно изменяется от $T_H = 700^\circ \text{C}$ [20] в районе очага жидкой магмы до $T_0 \approx 70^\circ \text{C}$ у поверхности в районе фумарол. В этом приближении $T(z) = T_0 (1 + \alpha z/H)$, где $\alpha = (T_H - T_0)/T_0$. Введем также

среднюю температуру $\langle T \rangle = (T_H + T_0)/2$.

Из (96) следует, что $\rho = p(z)/(R_0 T(z))$. Подставляя в (6), получим следующий вид уравнения непрерывности:

$$\nabla \left(\frac{k \rho}{\eta T} \nabla p \right) = 0. \quad (106)$$

Распределение давления газов по глубине, полученное интегрированием (106), будет

$$p^2(z) = p_0^2 + \frac{p_H^2 - p_0^2}{\langle T \rangle} T_0 \frac{z}{H} \left(1 + \frac{\alpha z}{2H} \right) \approx p_0^2 \left[1 + \frac{p_H^2 T_0 z}{p_0^2 \langle T \rangle H} \left(1 + \frac{\alpha z}{2H} \right) \right], \quad (116)$$

а скорость фильтрации на глубине z запишется в виде

$$v(z) \approx \frac{k p_H^2 T_0}{\eta 2H \langle T \rangle} \left(1 + \alpha \frac{z}{H} \right) \frac{1}{p(z)}. \quad (126)$$

Время выхода газов из магматического очага на поверхность, по аналогии с (13а), равно

$$t = m \int_0^H \frac{dz}{v(z)} = \frac{m \eta 2H^2 p_0 \langle T \rangle}{k \alpha p_H^2 T_0} \sqrt{c^2 - 1} \int_c^{\epsilon(1+\alpha)} \frac{\sqrt{\xi - 1}}{\xi} d\xi \approx \frac{m \eta 2H^2 p_0 \langle T \rangle}{k \alpha p_H^2 T_0} c l_\epsilon. \quad (136)$$

Здесь $\epsilon = c/\sqrt{c^2 - 1}$, $c^2 = p_H^2 T_0 / (2\alpha p_0^2 \langle T \rangle)$; l_ϵ — численное значение интеграла. Тогда скорость подъема газов на глубине z есть

$$v_r(z) = \frac{c l_\epsilon p_0}{\alpha p(z)} \left(1 + \alpha \frac{z}{H} \right) \langle v_r \rangle. \quad (146)$$

Если принять $H = 2,5$ км; $p_H = 100 \div 300$ атм; $p_0 = 1$ атм; $\gamma = 1,4$; $T_H = 700^\circ \text{C}$; $T_0 = 70^\circ \text{C}$, то $\alpha = 9$; $\langle T \rangle = 385^\circ \text{C}$; $c = 10 \div 30$; $\epsilon \approx 1$, а $l_\epsilon = 8,492$ и исходя из (14а), (146) и $\langle v_r \rangle = 2,5 \div 3,0$ м/ч получим для скорости выходящих газов из фумарол ($z = 0$) следующие значения для двух рассмотренных предельных случаев: $v_0^r(a) = 1,3 \div 3,5$ см/с и $v_0^r(b) = 0,65 \div 2,4$ см/с.

На рис. 5 представлены расчеты распределений давления $p(z)$ и скорости движения газов $v_r(z)$ по глубине z в случае отсутствия теплообмена между газом и породой и интенсивного его протекания при средних значениях числовых параметров, приведенных выше, в частности с $p_H = 200$ атм, $\langle v_r \rangle = 2,75$ м/ч. Видно, что различие кривых не очень существенно. Характерно, что скорость выхода газов по мере его подъема нарастает вначале медленно и только на последних 50 — 100 м при подходе к

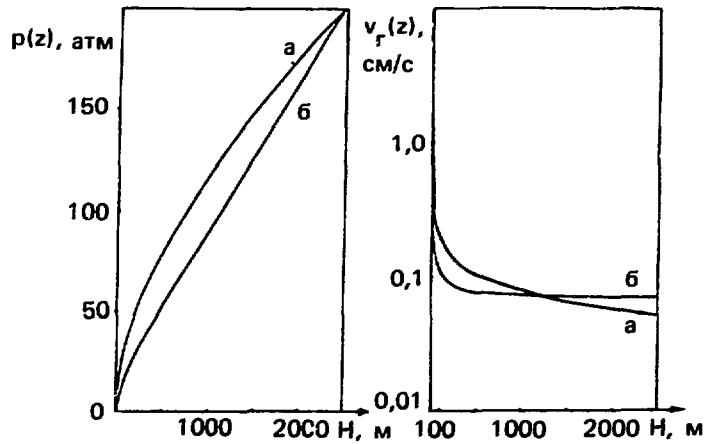


Рис. 5. Распределение давления $p(z)$ и скорости движения газов $v_g(z)$ с глубиной z в предположении отсутствия теплообмена между газом и окружающей породой ("а") и интенсивного его протекания ("б")

поверхности резко увеличивает производную роста. Найденная скорость выхода газов, равная в среднем $\langle v_0^g \rangle \approx 2$ см/с, незначительно зависит от рассмотренных моделей и не противоречит экспериментально измеряемым значениям скорости газов в фумаролах. Небольшая корректировка найденного числового значения $\langle v_0^g \rangle$ может быть проведена, если учесть влияние на закон Дарси (5) "турбулентного" члена [25, 27], который в нашем случае становится заметным при скоростях v_g больше 7 – 10 м/с. Его учет* может изменить $\langle v_0^g \rangle$ не более чем на 30 – 40%.

Зная $\langle v_0^g \rangle$, найдем среднюю площадь щелей, пор, капилляров и трещин $S_{щ}$, по которым газовый поток выходит на поверхность с расхо-

*В этом случае линейный закон Дарси (5) переходит в нелинейное двучленное уравнение фильтрации

$$\nabla p = - \frac{\eta}{k} v - \frac{\rho v^2}{k_T}, \quad (15)$$

где k_T – коэффициент проницаемости пород при турбулентном движении газа. В работе [27] приведены графики зависимости k_T от k для двух предельных случаев: пористых сред регулярной структуры и трещиноватого ненарушенного массива горных пород. В обоих случаях зависимости в дважды логарифмическом масштабе линейные и с почти одинаковым углом наклона. Можно показать, что уравнение средней прямой, проходящей между этими двумя предельными случаями, имеет вид: $\lg k_T = 4,5 + 1,4 \lg k$, если k_T и k выражать соответственно в см и см². Исходя из этой зависимости и учитывая средние значения пористости и коэффициента проницаемости пород под конусами БТТИ (см. ниже), слагаемые в уравнении (15) сравниваются при $v = 4,2 \cdot 10^{-2}$ м/с или $v_0^g \approx 50$ см/с.

дом $Q = 10^4$ л/с. По определению, $Q = \langle v_0^r \rangle \cdot S_{\text{щ}}$ и, следовательно, $S_{\text{щ}} = 500 \text{ м}^2$, что соответствует $\sim 5\%$ размеров фумарольного поля.

Коэффициенты проницаемости и пористости в расчетах мы считали величинами постоянными. Однако надо отметить, что для нашего случая коэффициент k не постоянный. Во-первых, он меняется по сечению фумарольного поля из-за узколокального характера выхода газов и, во-вторых, из-за возможной зависимости k и m от глубины z в связи с изменением литостатического давления $p_n(z)$. Как следует из формул (8), $k \sim m^3$. Пористость с глубиной, согласно [24], уменьшается и пропорциональна $\exp(-\beta_m \cdot p_n(z))$ с $\beta_m = 5 \cdot 10^{-5} \text{ атм}^{-1}$. Отсюда следует, что изменение пористости пород магматического канала с глубиной не превысит 3,5%, а изменение проницаемости $\sim 10\%$, так как при $H = 2,5 \text{ км}$ $p_n \approx 680 \text{ атм}$. Поэтому для наших оценок мы ограничились вполне корректным приближением постоянства этих величин, и их можно рассматривать как средние фильтрационные характеристики пород по пути движения газа.

Отношение k/m можно определить из формул фильтрации газа (12а) и (12б) при $z = 0$ и найденных значений скоростей выхода газа из фумарол $\langle v_0^r \rangle$. Среднее значение раскрытия щелей и капилляров, по которым движется газ, согласно (8), есть $b = \sqrt{12k/m}$ см, оно и является показателем трещиноватости пород, так как расход газа определяется как широкими, так и узкими трещинами одновременно [28]. При этом среднее расстояние между порами и щелями, через которые идет газовый поток, составляет $D = 2b/m$. Как видно, в формулы (12а) и (12б) входит вязкость. Так как вязкость газовых смесей $\eta = \frac{\sum \eta_i x_i \sqrt{M_i}}{\sum x_i \sqrt{M_i}}$, где η_i , x_i и M_i — соответственно вязкость, молярная доля и молекулярный вес i -й компоненты газа [24], то для вулканического газа можно принять значение $\eta \approx 2 \cdot 10^{-4} \text{ П}^*$. Тогда при варьировании $\langle v_0^r \rangle = 2,5 \div 3,0 \text{ м/ч}$ и $p_n = 100 \div 300 \text{ атм}$ пределы отношения коэффициента проницаемости пород к их пористости под конусами БТТИ получаются равными $k/m(a) = 2,8 \div 10 \text{ дарси}$ и $k/m(b) = 3,0 \div 24 \text{ дарси}$ (1 дарси = $1,02 \cdot 10^{-8} \text{ см}^2$), откуда величина $b(a) = (0,6 - 1,1) \cdot 10^{-3} \text{ см}$, а $b(b) = (0,6 - 2,0) \cdot 10^{-3} \text{ см}$. Исходя из значения скорости Дарси на поверхности $v(0) = 0,1 \text{ см/с}$ [18] и найденных диапазонов изменения $v_0^r(a)$ и $v_0^r(b)$

* Изменение вязкости газа с температурой и давлением не учитывалось. Применяемое в расчетах среднее значение вязкости $\eta = 2 \cdot 10^{-4} \text{ П}$ соответствует, например, вязкости воздуха при нормальном давлении и $T = 60^\circ \text{ С}$ или, например, вязкости углекислого газа при $T = 40^\circ \text{ С}$ и $p = 60 \text{ атм}$.

получим, что пористость пород колеблется в пределах: $m(a) = 3 \div 8\%$, $m(b) = 4 \div 15\%$. Тогда среднее расстояние между трещинами $D(a) = 0,26 \div 0,45$ мм и $D(b) = 0,23 \div 0,32$ мм, а коэффициент проницаемости $k(a) = 0,10 \div 0,65$ дарси, $k(b) = 0,2 \div 4,3$ дарси. Обобщая данные расчетов, получим в итоге следующие значения фильтрационных характеристик пород магматического канала в постэруптивный период БТТИ: $k = 0,1 \div 4,3$ дарси, $m = 3 \div 15\%$, $b = (0,6 \div 2,0) \cdot 10^{-3}$ см и $D = 0,23 \div 0,45$ мм. В то же время ненарушенные базальты имеют коэффициент проницаемости $k \sim 0,001$ дарси и их пористость составляет доли процента [29]. Полученные численные значения k и m для пород зоны магматического канала достаточно велики и указывают на сильно измененную структуру среды. Последнее в конечном итоге связано с тем, что затвердевание магмы (лавы) в канале происходит при непрерывной ее дегазации, при интенсивном протоке через нее высокотемпературных газов и агрессивных флюидов.

Найденные значения k , m , b и D слабо зависят от исходных данных: время подъема газов из глубин логарифмически меняется в зависимости от $V_{\text{мо}}$ и R и переход, например на $H \sim 30$ км, изменил бы характеристики среды только примерно в 2 раза.

Значительная нарушенность структуры базальтов становится более ясной при сравнении найденных значений пористости, коэффициента проницаемости и величины раскрытия трещин и пор с фильтрационными характеристиками среды при мощных подземных ядерных взрывах, так как комифлетный взрыв большой мощности и извержение по характеру своего механического последствия на породу схожи между собой. Так, в районе эпицентра взрыва и в непосредственной близости от магматического очага существуют зоны дробления, далее идут более протяженные зоны трещиноватости и наконец зоны упругих деформаций. Как показано в [29], фильтрационные свойства сред различны в каждой зоне.

Нехватка экспериментального материала позволяет провести, к сожалению, только считанное число таких сравнений. В приведенной таблице представлены значения фильтрационных параметров пород для магматического канала Северного прорыва БТТИ и четырех комифлетных ядерных взрывов: крупного опытно-промышленного подземного взрыва (ОПВ), проведенного в нашей стране [28], взрыва "Хардхэт" с энергией 5 кт на полигоне в штате Невада (США) [30, 31] и двух французских подземных взрывов на полигоне Хоггер в Сахаре [31 – 33].

Сравнение фильтрационных характеристик пород околожерловой зоны II конуса Северного прорыва БТТИ с очаговой зоной подземных ядерных взрывов

Место измерений	Зона или расстояние от центра взрыва, м	k, дарси	m, %	b, 10 ⁻³ см	Источник
БТТИ	Зона магматического канала, ба- зальты	4,3 – 0,1	15 – 3	2,0 – 0,6	Результаты настоящей работы
ОППВ, СССР	20 – 85	1,5 – 0,15	0,15	8,0 – 2,5	[28]
Полигон шт. Невада (США)	Зона дробления Зона трещиноватости Ненарушенные граниты	3,0 – 0,2 0,01 ~ 10 ⁻⁵	–	–	[30, 31]
Полигон Хоггер (Франция)	Зона дробления Зона трещиноватости Ненарушенные граниты	1,7 – 0,8 0,08 – 0,03 ~ 5.10 ⁻³	–	–	[31, 32]
Полигон Хоггер (Франция)	10 – 26 26 – 35 35 – 70 Ненарушенный гранитный массив	0,59 0,05 0,04 ~ 0	14,4 0,3	–	[31, 33]

Как видно из таблицы, влияние БТТИ на породу было настолько значительным, что даже через 6 лет зона магматического канала осталась с сильно нарушенной структурой с коэффициентом проницаемости, сравнимым с зоной дробления мощных подземных ядерных взрывов. Значительная проницаемость этой околожерловой зоны на протяжении длительного времени указывает на то, что процесс "залечивания" пород происходит здесь довольно медленно, чем и объясняется эксгаляционное минерало- и рудообразование на основе глубинных элементов [15].

В работе [34] показано, что доминирующим механизмом разрушения горных пород при больших напряжениях, в том числе при подземных ядерных взрывах, является катастрофическое схлопывание пор, а не "прорастание" сквозных трещин. Возможно, нечто подобное мы наблюдаем и при взрывных извержениях вулканов. Тогда изучение кинетики фильтрационных характеристик позволит подойти к предсказанию хода активности катастрофических извержений.

ВЫВОДЫ

Результаты измерения объемной концентрации радона в 1980 — 1983 гг. в фумарольных газах вулканов Камчатки позволяют сделать следующие выводы:

1. Значение концентрации радона в фумаролах Авачинского вулкана, равное ~ 2 эмана, существенно не изменилось по сравнению с данными 1969 г., что указывает на стабильность геодинамической обстановки в районе этого вулкана за период 1969 — 1983 гг.

2. Выходы глубинных газов идут по узколокализованным коллекторам (разломам), что приводит к резким колебаниям активности радона в близкорасположенных термальных полях. Например, в измерениях фумарольных газов на II конусе Северного прорыва через 6 лет после БТТИ наблюдались колебания концентрации радона от 0,5 до 5,4 эмана на расстоянии 15 м. Аналогичная картина обнаружена и на вулкане Безымянный, где две близкорасположенные активные фумаролы различались по содержанию радона более чем в 12 раз. Это обстоятельство имеет принципиальное значение при определении средней концентрации радона в фумарольных газах вулкана, а также при выборе мест для установки станций, непрерывно регистрирующих объемную концентрацию радона для прогноза землетрясений и извержений вулканов.

3. Используя средние значения содержания радона на самом активном участке Северного прорыва БТТИ, оценены время (34 — 42 сут) и средняя скорость (2,5 — 3,0 м/ч) подъема глубинных газов из периферического магматического очага.

4. Экспериментальные данные по выходам вулканических газов на II конусе БТТИ позволили оценить средние фильтрационные характеристики пород околожерловой зоны: пористость, проницаемость и величину раскрытия трещин и пор, которые показали, что через 6 лет после извержения породы магматического канала имеют сильно нарушенную структуру с коэффициентом проницаемости и пористостью, сравнимыми с зоной дробления вблизи эпицентров подземных ядерных взрывов.

Авторы выражают признательность С.А. Федотову и В.К. Сироткину за ценные теоретические дискуссии, альпинистам Камчатского альпклуба "Кутх" за помощь в проведении полевых работ на вулкане Безымянный.

Список литературы

1. Зубков С.И. Радоновые предвестники землетрясений. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 6, с. 74 — 105.
2. Султанходжиев А.Н., Тыминский В.Г., Горбушина Л.В. и др. Особенности поведения естественных радиоактивных элементов и радиогенных элементов в подземных водах сейсмоактивных районов. — В кн.: Новые данные по сейсмологии и сейсмогеологии Узбекистана. — Ташкент: ФАН, 1974, с. 279 — 291.
3. Хитаров Н.У., Войтов Г.И., Лебедев В.С. и др. О геохимических эффектах, сопутствующих тектоническим землетрясениям. — Там же, с. 303 — 330.
4. Киссин И.Г. "Чувствительные зоны" земной коры и амплитуды аномалий — предвестников землетрясений. — ДАН СССР, 1985, т. 281, № 2, с. 304 — 307.
5. Купцов В.М., Чердынцев В.В. Радон и торон в фумарольных газах. — ДАН СССР, сер. Геология, 1968, т. 183, № 2, с. 436 — 438.
6. Чирков А.М. Радон в газах некоторых вулканов и гидротермальных систем Камчатки. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. — М.: Наука, 1971, с. 359 — 364.
7. Хренов А.П., Дубик Ю.М., Иванов Б.В. и др. Эруптивная деятельность вулкана Карымский за 10 лет (1970 — 1980). — Вулканология и сейсмология, 1982, № 4, с. 29 — 48.
8. Адамчук Ю.В., Федоровский Ю.П., Фирстов П.П. и др. Метод непрерывного измерения объемной активности эманаций для прогноза землетрясений и извержений вулканов с использованием пластмассовых и комбинированных сцинтилляционных детекторов. — Вулканология и сейсмология, 1986, № 2, с. 71 — 84; Препринт ИАЭ-3893/14. — М., 1984.
9. King Chi-Yu. Radon emanation on San Andreas Fault. — Nature, 1978, vol. 271, № 5645, p. 516 — 519.
10. Саломов Н.Г., Мирзоев К.М., Попова Г.Д. Поиск геохимических предвестников землетрясений на Душанбинском геофизическом полигоне. — В кн.: Прогноз землетрясений. — Душанбе: Изд-во Дониш, 1982, № 1, с. 219 — 241.
11. Адамчук Ю.В., Сторчеус А.В., Федоровская Н.И. и др. Регистрация объемной активности радона в спонтанном газе и воде термальных источников Камчатки бета-радиометром РКБ4-1еМ. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 3, с. 99 — 103; Препринт ИАЭ-3252/1. — М., 1980.
12. Двигало В.Н., Дрознин В.А. Аэрофототепловая съемка побочного извер-

- жения Ключевского вулкана. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 5, с. 77.
13. Перцов Л.А. Ионизирующее излучение биосферы. — М.: Атомиздат, 1973, с. 38.
 14. Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М. Большое трещинное Толбачинское извержение в 1975 г. — ДАН СССР, 1976, т. 228, № 5, с. 1193 — 1196.
 15. Набоко С.И., Главатских С.Ф. Локализация фумарольных полей и особенности метасоматоза и рудообразования. — В кн.: Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка 1975 — 1976.—М.: Наука, 1984, с. 310 — 318.
 16. Адамчук Ю.В., Карпов Г.А., Сторчеус А.В. и др. Распределение радиоактивности на термальных площадках кальдеры вулкана Узон. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 1, с. 82 — 85; Препринт ИАЭ-3432/13. — М., 1981.
 17. Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. — М.: Наука, 1981, с. 68 — 71.
 18. Меньяйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения. — М.: Наука, 1980, с. 142.
 19. 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.
 20. Федотов С.А. О входных температурах магм, образовании, размерах и эволюции магматических очагов вулканов. — Там же, 1980, № 4, с. 3 — 29.
 21. Горбушина Л.В., Тыминский В.Г., Спиридонов А.И. К вопросу о механизме образования радиогидрогеологических аномалий и их значении при прогнозировании землетрясений. — Советская геология, 1972, № 1, с. 153 — 156.
 22. Федотов С.А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур. — Изв. АН СССР, сер. геологическая, 1976, № 5, с. 25 — 37.
 23. Попов В.С., Перцов Н.Н. Об оценках интрузивного давления. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. — М.: Наука, 1974, с. 67 — 78.
 24. Николаевский В.Н., Басниев К.С., Горбунов А.Т. и др. Механика насыщенных пористых сред. — М.: Недра, 1970.
 25. Masha V.A., Beavers G.S., Sparrow E.M. Экспериментальное исследова-

ние закона сопротивления для неподчиняющихся закону Дарси течений сжимаемой жидкости в пористых средах. — Trans. ASME, 1974, т. 96, сер. D, № 4, с. 145 — 149.

26. Ромм Е.С. Фильтрационные свойства трещиноватых горных пород. — М.: Недра, 1966.
27. Спивак А.А. Оценка нарушенности горного массива по результатам фильтрационных испытаний. — Горный журнал, 1980, № 5, с. 29 — 33.
28. Родионов В.Н., Спивак А.А., Цветков В.М. и др. Изменение проницаемости среды в зоне неупругих деформаций при подземном взрыве. — Физ.-техн. пробл. разработки полезных ископаемых, 1981, № 1, с. 27 — 33.
29. Кадет В.В., Ловецкий Е.Е., Селяков В.И. и др. Влияние комфлетного взрыва на фильтрационные характеристики хрупкой среды. — Прикл. мех. и техн. физика, 1981, № 1, с. 144 — 151.
30. McKee C.R., Hanson M.E. Explosively created permeability from single charges. — J. Soc. Petrol. Eng., 1975, vol. 15, № 6, p. 495.
31. Hanson M.E., McKee C.R., Ternhune R.W. Explosive Enhancement of Permeability. — In: Proc. 6th AIRAPT Intern. High-Pressure Sci. and Technol. Conf., Colorado, Boulder, July 25 — 29, 1977. — NY: Plenum Press, 1979, vol. 2, p. 407 — 425.
32. Delort F., Supiot F. Nuclear Stimulation of Oil-Reservoirs. — In: Proc. Symp. on Eng. with Nuclear Explosives, CONF 700101 Amer. Nucl. Soc., Hinsdale, Illinois, 1970, vol. 1, p. 649 — 661.
33. Derlich S. Underground Nuclear Explosion Effects in Granite Rock Fracturing. — *Ibid.*, p. 505 — 517.
34. Шок Р. Поведение горных пород под действием больших напряжений. (Пер. с англ.) — В кн.: Механика. Новое в зарубежной науке. Вып. 26: Удар, взрыв и разрушение. — М.: Мир, 1981, с. 116 — 130.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.	3
1. Аппаратура и методика измерений.	6
2. Результаты измерений	7
3. Средняя скорость и время выхода глубинных газов в пост- эруптивный период БТТИ.	15
4. Возможный механизм "аномального" выноса радона во время БТТИ	16
5. Оценка средних фильтрационных характеристик зоны магматиче- ского канала в постэруптивный период	17
Выводы	25
Список литературы	26

Редактор Л.И. Кирюхина
Технический редактор Н.А. Малькова
Корректоры В.П. Горячева, М.С. Курзова

Т-24511. 23.12.85. Формат 60x90/16. Уч.-изд. л. 1,7
Тираж 228. Индекс 3624. Заказ 149

Отпечатано в Институте атомной энергии им. И.В. Курчатова
123182, Москва, пл. Академика Курчатова

25 коп.

Индекс 3624

Препринт ИАЭ-4247/1. М., 1986