Вулканизм и радиоактивные изотопы

Профессор
В. В. Чердынцев

Радиоактивные изотопы в вулканизме до последних лет почти не изучались. Начиная с классических исследований Дж. Джоли в начале века и до наших дней подобные работы ограничивались лишь исследованием материнских элементов — урана, тория и калия, без учета их продуктов распада. Вместе с тем радиоактивные изотопы имеют большое значение при выяснении возможности переноса газо-паровыми струями вещества из глубин Земли в виде различных химических соединений и возможности поступления вещества различных генераций при формировании эффузивных пород. И, наконец, радиоактивные изотопы в вулканизме, как и в других геологических процессах, позволяют установить абсолютный возраст горных пород. В последние годы советская наука значительно расширила наши знания в этой области. Большое число работ, в частности, выполнено в Геологическом институте АН СССР (ГИНе) коллективом молодых ученых — В. М. Купцовым, И. В. Казачевским, Г. И. Кислициной, Е. А. Кузьминой и др. В своей статье автор рассматривает поведение практически всех тяжелых радиоэлементов.

Виктор Викторович Чердынцев, доктор геолого-минералогических наук, заведует лабораторией абсолютного возраста в Геологическом институте АН СССР, специалист в области ядерной геохимии и космохимии, радиоактивности естественных элементов.

Радиоизотопы в природе

«Человек подвешен между двумя бесконечностями»,— сказал Декарт. Это изречение, может быть, сейчас приобретает новое содержание. Основные усилия науки в наши дни направлены, с одной стороны, на исследование космоса, а с другой — на изучение недр Земли, слоев верхней мантии, подстилающих земную кору. Эти проблемы требуют такого применения сил и приложения средств, что становятся научными проблемами государственного значения.

Естественно, что наряду с запуском космических кораблей продолжается и расширяется исследование космоса с Земли при помощи телескопов, радиотелескопов, радиозондов и т. д. А до штурма подкоровых слоев Земли, который еще не начат, необходимо изучить глубинное вещество в той мере, в какой это доступно исследователю, находящемуся на поверхности Земли, и здесь огромное значение приобретают процессы вулканизма.

Вулканы — это те отдушины, по которым вещество верхней мантии непосредственно поступает на земную поверхность, но, проходя поверхностные горные породы, оно изменяется, разлагается на компоненты, захватывает вещество окружающих пород. Для познания вулканизма нужно опираться на какие-то элементы, соотношение которых в первичном веществе мантии строго известно. Обычно мы способны делать лишь некоторые предположения о составе этого вещества, используя такую несовершенную базу, как сравнение с веществом космоса (метеоритов), или же собственную интуицию.

Однако есть изотопы, для которых начальное соотношение точно известно. Это радиоактивные изотопы —

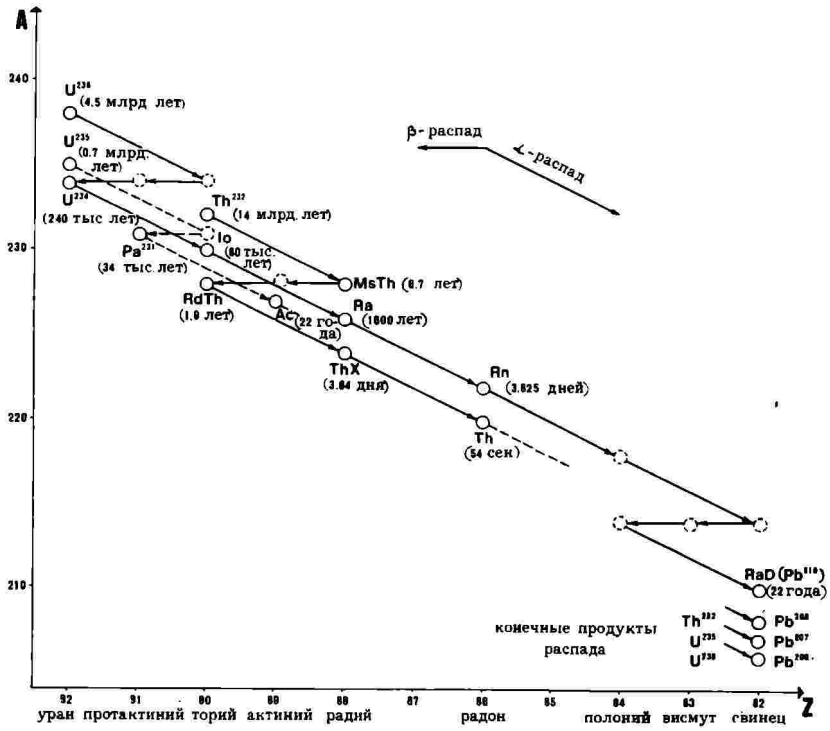


Схема рядов распада трех тяжелых естественных радиоизотопов: U^{238}, U^{235} *и* Th^{232}. *(A — массовое число, z — атомный номер элемента). Первозданные изотопы образуют продукты распада, из которых на рисунке указаны только наиболее долгоживущие, важные для нашего очерка (некоторые короткоживущие изотопы показаны пунктирными кружками). Распад каждого изотопа подчиняется простому закону:* $n=n_0e^{-\lambda t}$, *где* n_0 *— начальное содержание изотопа,* n *— содержание через время* t, *а* λ *— вероятность распада изотопа, связанная с его периодом полураспада простым соотношением:* $T_{1/2} = 0{,}693/\lambda$. *Продукты распада накапливаются по закону:* $n=n_0(1-e^{-\lambda t})$. *Здесь* n_0 *означает максимальное содержание изотопа, соответствующее состоянию равновесия. В состоянии радиоактивного равновесия число атомов изотопа прямо пропорционально его периоду полураспада:* $n_1/T_1 = n_2/T_2 = ...$, *а активность всех изотопов (число распадов за одну секунду) равна. Универсальные законы в применении к накоплению* Ra, Rn *и* ThX *в природных водах имеют вид:*

$$n(Ra) = n_0(Ra)(1-e^{-\lambda_{Ra}t});$$

$$n(Rn) = n_0(Rn)(1-e^{-\lambda_{Rn}t});$$

$$n(ThX) = n_0(ThX)(1-e^{-\lambda_{ThX}t}).$$

Для поверхностных природных вод время подземной циркуляции обычно порядка одного года. В этом случае:

$$\lambda_{Ra}t \ll 1, \text{ а } \lambda_{Rn}t \approx \lambda_{ThX}t \gg 1$$

и написанные выше формулы переходят в

$$n(Ra) = n_0(Ra)\lambda_{Ra}t; \quad n(Rn) = n_0(Rn);$$

$$n(ThX) = n_0(ThX).$$

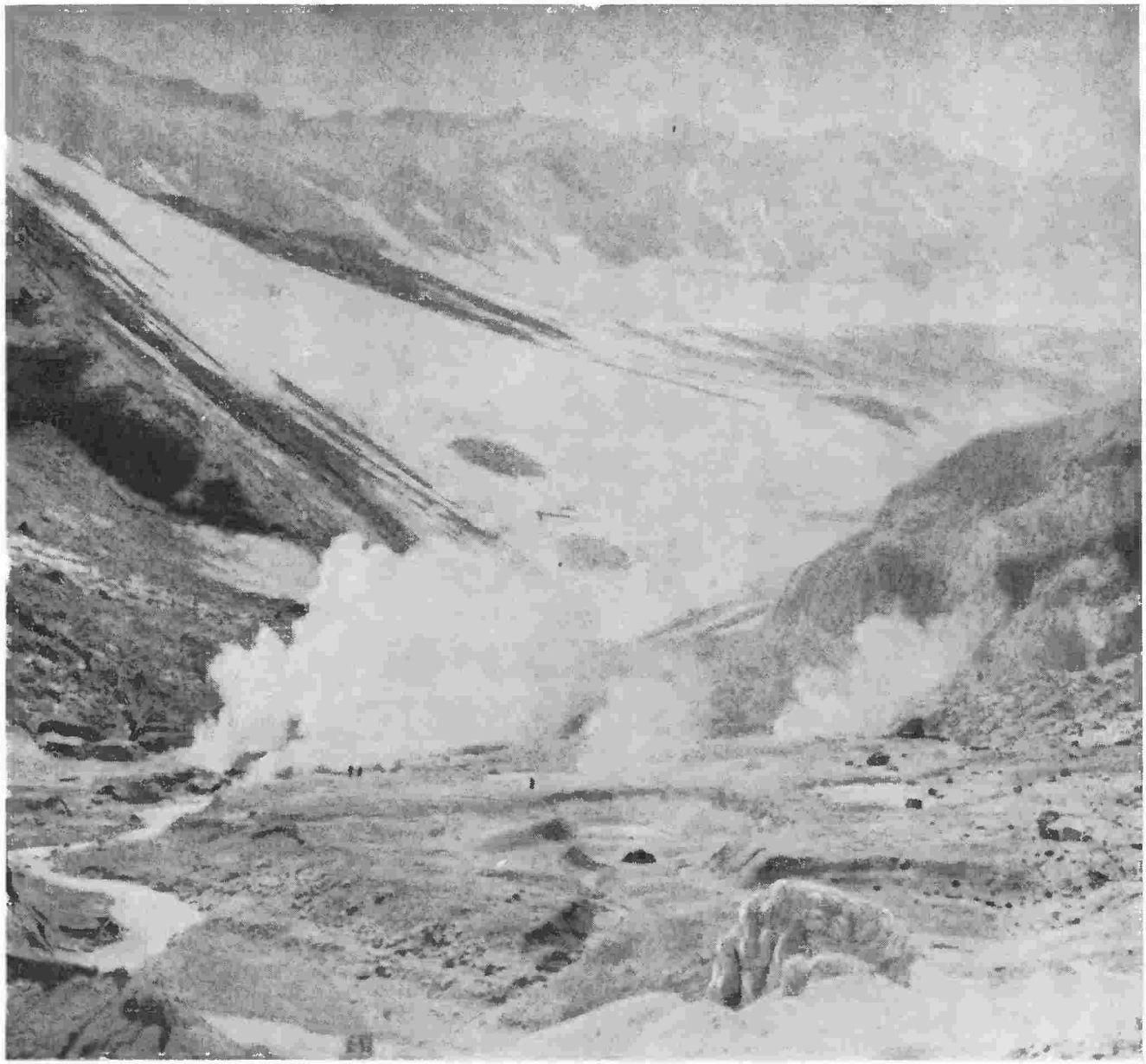
Отсюда очевидно преимущественное накопление Rn *и* ThX *в молодых водах по сравнению с радием* (Ra^{226})

продукты распада урана и тория. В ненарушенной начальной системе они находятся в хорошо известном состоянии радиоактивного равновесия.

Известно, что за областью устойчивых изотопов, от водорода (атомный номер z=1) до висмута (z=83), начинается область, где все изотопы обязательно неустойчивы к альфа-распаду (или самопроизвольному делению) и, как следствие этих процессов,— к бета-распаду. Имеется, однако, «островок устойчивости», включающий только три изотопа: U^{238}, U^{235} и Th^{232}. Они распадаются так медленно, что сохранились за время существования атомных ядер и являются «первозданными» (в той же мере, как изотопы устойчивых элементов). При распаде первозданных изотопов урана и тория возникают короткоживущие продукты распада, образуются ряды распада. За время значительно большее, чем период полураспада $T_{1/2}$, между ними устанавливается состояние радиоактивного равновесия, при котором для каждого продукта распадается столько же атомов, сколько и образуется.

В изолированной системе состояние равновесия достигается для ряда распада U^{238} практически за миллион лет, для ряда U^{235}—за сотни тысяч лет, а для ряда Th^{232} — всего за сто лет. В древних горных породах (примерно дочетвертичного возраста) радиоактивное равновесие, безусловно, уже установилось. Однако оно может нарушаться, если какой-либо изотоп покидает систему (например, растворяется в циркулирующих растворах). Такие процессы наиболее сильны у поверхности Земли, а системы, наиболее отклоняющиеся от равновесия,— это природные воды. Именно они — основной фактор переноса всех элементов в поверхностных слоях земной коры.

Прежде чем говорить о вулканизме, рассмотрим, как происходит разделение изотопов в природе на хорошо изученном материале геологии земной коры. Это разделение существенно зависит от периодов полураспада радиоизотопов. Короткоживу-



Кратер Мутновского вулкана на Камчатке. 1967 г.
Фото Л. Сулержицкого

щие изотопы ($T_{1/2} \leqslant 1$ день) практически всегда следуют за своими материнскими веществами и не имеют собственной геохимической истории. Само существование первозданных радиоактивных изотопов зависит от периода их полураспада. Если $T_{1/2} = 3 \cdot 10^7$ лет, то от первозданного изотопа на Земле, безусловно, не сохранилось ни одного атома, а если $T_{1/2}$ в сто раз больше, то изотоп сохранился почти полностью (распалось меньше 10%).

На Земле, а вероятно и во всем веществе солнечной системы, сейчас тория примерно в 3,8 раза больше, чем урана. При этом активности обоих элементов (т. е. величина λn — число атомов, распадающихся за единицу времени) примерно равны. В глубинах Земли оба элемента находятся в четырехвалентном состоянии, в котором их геохимические свойства очень близки. Однако в зоне окисления (у поверхности Земли) уран переходит в шестивалентное со-

Ключевской вулкан. «Прорыв Пийпа». 1966 г.

Фото И. Кирсанова

Полевая лаборатория на фумарольном поле

Фото Л. Сулержицкого

стояние, а торий остается в четырехвалентном. Здесь элементы «разлучаются». Торий почти нерастворим в природных водах, а уран, в виде комплексного иона уранила $(UO_2)^{+2}$, оказывается весьма подвижным компонентом, образуя многочисленные вторичные минералы, куда он приходит без своих продуктов распада — иония (изотопа тория) и протактиния [1].

Дальний потомок урана — щелочноземельный элемент радий — очень подвижен, легко переносится хлоридными водами, но выпадает из карбонатных и сульфатных вод, в которых уранил легко растворим. В этом смысле радий выступает как «антагонист» урана.

Однако поведение радиоизотопов в природе обусловливается не только их химическими свойствами, а в значительной мере также ядерными свойствами. Продукты распада при своем зарождении обладают энергией радиоактивной отдачи порядка 100 кэв. Этой энергии хватает на то, чтобы преодолеть много тысяч межузловых расстояний решетки кристалла, в который закономерно входят их материнские вещества. В конце концов атом отдачи останавливается в некотором случайном месте, где он оказывается чужеродным телом и, следовательно, обладает меньшей энергией связи, а потому

[1] Протактиний (Pa) также не дает растворимых соединений, будучи аналогом ниобия и тантала.

легче выделяется наружу при воздействии природных вод, в широкой мере независимо от их состава.

Этот механизм, который в ядерной физике носит название эффекта Сцилларда — Чалмерса, управляет выделением из горных пород в воды долгоживущих продуктов распада (таких как U^{234}, Io, Pa^{231}), а короткоживущие обогащают воды по закону накопления атомов радиоактивной отдачи. При этом степень обогащения воды изотопом определяется отношением времени циркуляции воды к периоду распада данного изотопа.

Различие в периодах распада приводит к важным следствиям. Поверхностные воды полностью насыщаются радоном, а содержание изотопа радия — Ra^{226} (в единицах активности) в них в тысячи раз меньше. Для многих молодых вод активность короткоживущего изотопа радия — ThX также в сотни и тысячи раз больше активности самого радия (см. рис. на стр. 36). Однако при циркуляции вод по породам, которые содержат вещества гораздо больше, чем сами воды, происходит обмен атомов радия между твердой и жидкой фазой. Число атомов при этом не изменяется, но изотопный состав радия в воде быстро приближается к составу радия в породах, т. е. к равновесному состоянию, в котором активности изотопов примерно равны.

Для долгоживущих изотопов непосредственное поступление атомов отдачи в воду не приводит к заметному накоплению этих изотопов, так как период их распада много больше продолжительности подземной циркуляции воды. Однако воды вымывают из пород в первую очередь накопленные в них продукты распада, поскольку энергия связи этих изотопов меньше, чем у материнских веществ. Из изотопов урана в воды преимущественно поступает продукт распада U^{234}, а из изотопов тория — ионий (Th^{230}). Отношение $\gamma = U^{234}/^{238}$ достигает 12 в водах, выходящих непосредственно из области их питания, а в среднем для вод из гранитов равно 3 (здесь и в дальнейшем все отношения изотопов даются в единицах активности). При циркуляции по наносам за счет межфазового изотопного обмена это отношение падает примерно до 1,2 (в случае равновесия γ тождественно равно единице). Для пород земной коры в среднем отношение $Io/Th^{232} = 0{,}8$, но оно повышается в природных водах примерно в полтора раза.

Таким образом, содержание радиоизотопов в водах определяется не только химическими свойствами атомов, но и их ядерными свойствами (накопление долгоживущих продуктов распада с меньшей энергией связи в минералах горных пород и поступление атомов отдачи короткоживущих изотопов в воды, циркулирующие по трещинам пород).

Радиоизотопы в активном вулканизме

Мы видели, что содержание радиоизотопов в природных водах определяется: химическими свойствами, законами распада и, наконец, межфазовым изотопным обменом. Посмотрим теперь, как эти факторы проявляются в активном вулканизме.

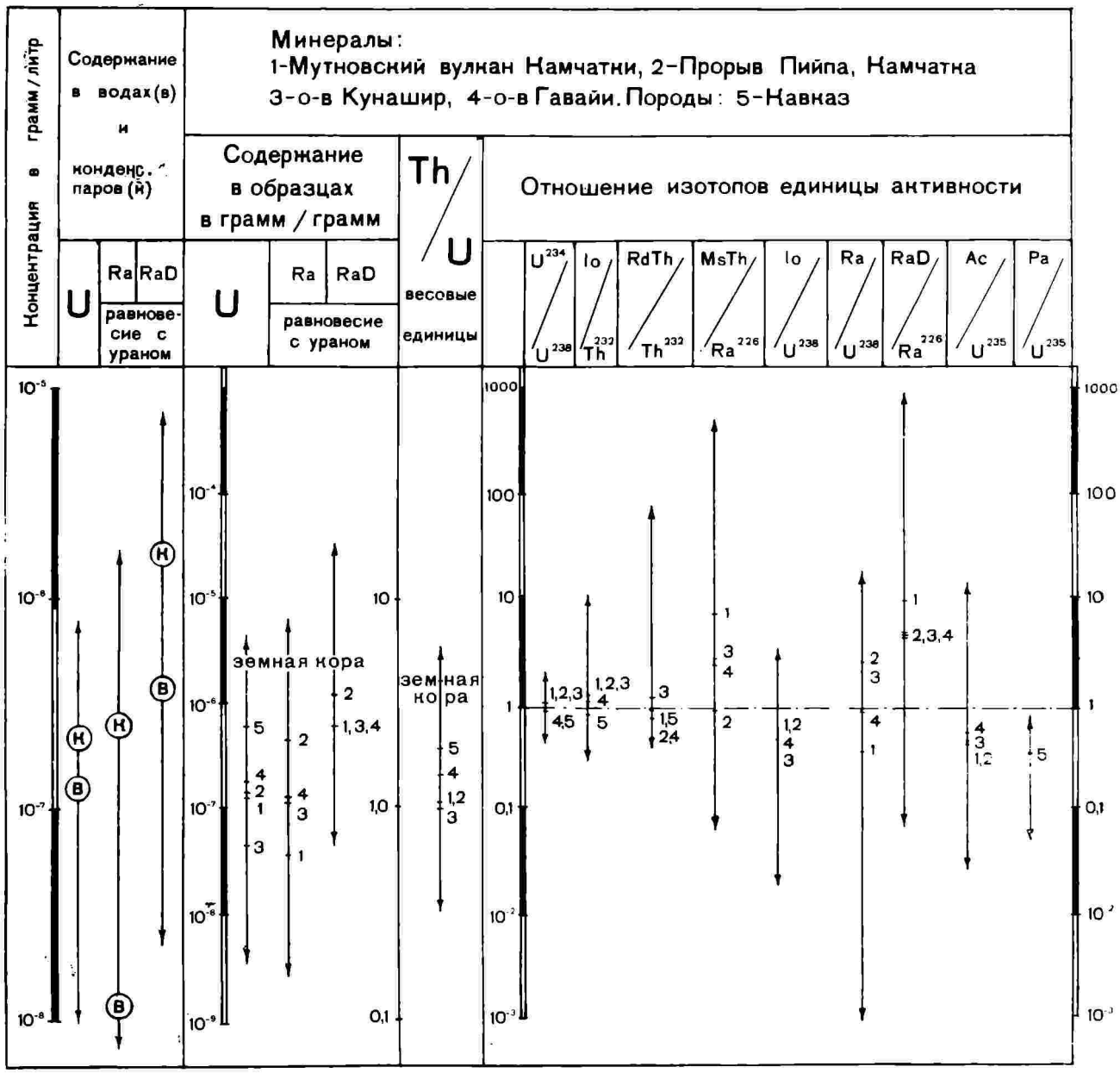
Особенность вулканических процессов состоит в том, что содержание радиоэлементов и отношение изотопов может изменяться в чрезвычайно широких пределах (иногда в десятки тысяч раз). Это затрудняет вычисление средних содержаний и, во всяком случае, требует большого числа изученных образцов. Еще сильнее затрудняет работу то, что даже среднее содержание урана в вулканических продуктах, как правило, в десятки раз ниже обычного для земной коры («среднекларкового»). Успех в этих работах дается только в награду за длительные исследования при помощи чувствительной и высокостабильной аппаратуры.

Наиболее мощные проявления подземных сил — это взрывы или извержения вулканов, при которых на поверхность выбрасываются кубические километры газов, пепла и шлака, изливаются реки лавы. Для вулканолога более доступны очаги в перерывах между катастрофами: тогда можно собрать минералы фумарол, газо-паровых струй и лаву застывших потоков. Мы собирали этот материал в нескольких активных вулканических районах Тихого океана, а также на Кавказе, где вулканическая деятельность прекратилась только за последние тысячелетия.

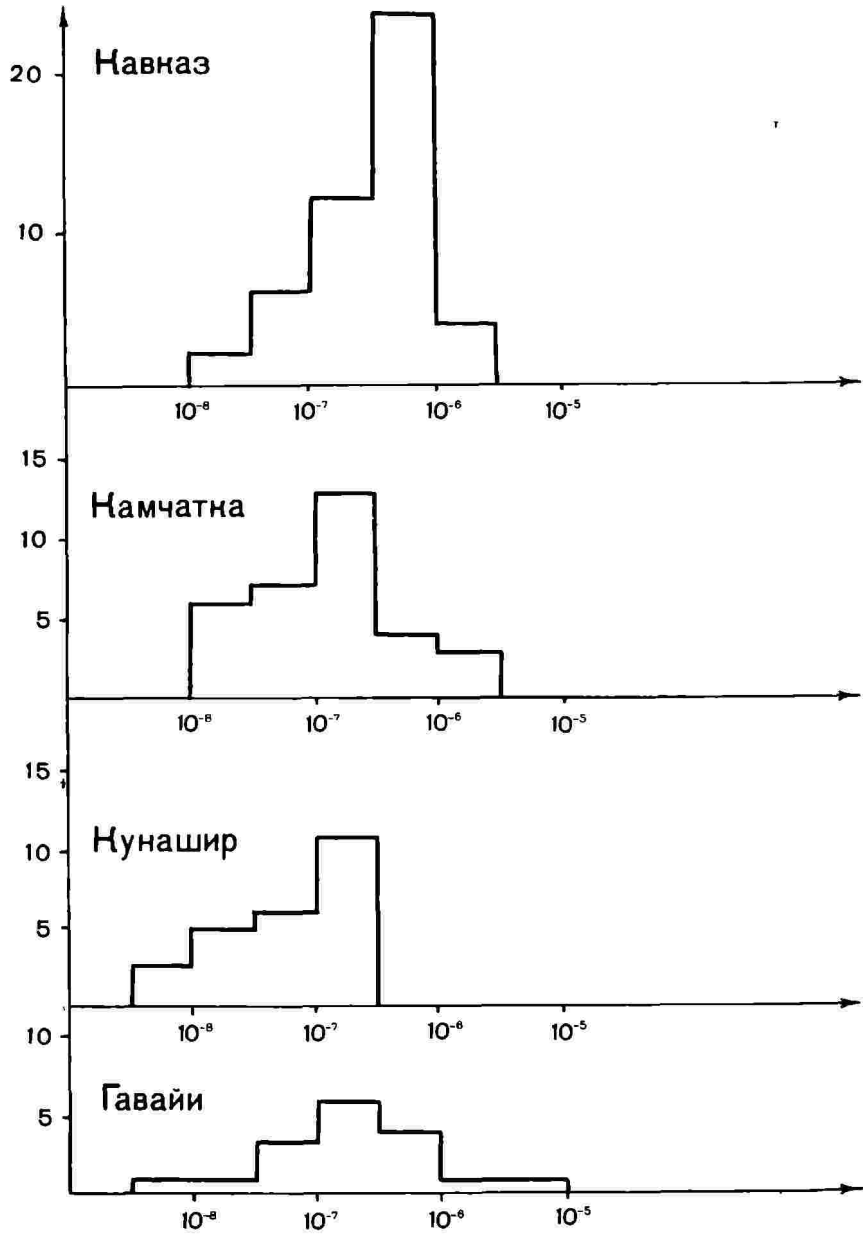
Среди вулканов Камчатки исследователей привлекает малодоступная, но очень интересная Мутновская сопка, которая непрерывно активно действует, хотя и редко дает сильные извержения. Кратер вулкана всегда заполнен дымами от десятков фумарол. Из грозных событий последних лет отметим возникший на Камчатке «Прорыв Пийпа» — трещину на склоне Ключевской сопки, названную в честь замечательного советского вулканолога Б. И. Пийпа. Постоянно действуют вулканические кочегарки и многих активных вулканов Курильских островов, где мы работали на вулканах Менделеева и Головнина (о-в Кунашир). Периодически возникает и выливается в боковые прорывы лавовое озеро на дне кратера Хаумеамеа на о-ве Гавайи. Во время сбора проб в 1968 г. уровень раскаленного озера прибывал ежедневно примерно на четверть метра.

На стр. 38 показана химическая лаборатория у выхода газов в кратере Мутновского вулкана, довольно отличная от привычного вида химических лабораторий. Работа в удушающей среде кислых и сероводородных паров требует большого энтузиазма. Но если энтузиазм обязателен для всякого геолога, работающего в поле, то электронную аппаратуру, необходимую для измерения на месте выхода торона (Rn^{220}, который живет всего 54 секунды), «заразить энтузиазмом» и заставить работать было иногда нелегко.

Бо́льшая часть наших измерений была проведена в стационарной лаборатории ГИНа в Москве. Эти работы также требуют энтузиазма и в такой же мере наполнены романтикой познания нового, но описать ее, боюсь,



Радиоактивные элементы и радиоизотопы в вулканизме. Содержание U, Ra *и* RaD, *торий-урановое отношение и отношения изотопов радиоэлементов в вулканогенных водах, минералах и породах. Стрелки показывают границы разброса отдельных величин (всего изучено больше 200 образцов). Отношения:* Ra/U, MsTh/Ra *и* RaD/Ra *способны изменяться в десятки тысяч раз (на четыре порядка). Содержание радиоэлементов в конденсатах паров выше, чем в фумарольных водах за счет разбавления этих вод метеорными подтоками. Содержание радия уменьшается особенно сильно, так как он легко выпадает в сульфатной среде вулканических вод. Содержание урана, а также торий-урановое отношение для вулканогенных минералов и пород много меньше, чем для земной коры в целом. Отношения* MsTh/Ra *и* RaD/Ra *в среднем много больше единицы, так как короткоживущие изотопы* MsTh *и* RaD *обогащают подземные газо-паровые струи за счет поступления атомов радиоактивной отдачи. Если бы этот механизм действовал в чистом виде, то отношение изотопов было бы равно отношению их вероятностей распада (порядка ста). Малое относительное содержание* Io, Ac^{227} *и* Pa^{231} *говорит о том, что эти изотопы переносятся газовыми струями вулканов в значительно меньшей степени, чем уран*



Распределение содержания урана в вулканических породах и минералах Кавказа, Камчатки, о-ва Кунашир и о-ва Гавайи (в г/г)

труднее, чем романтику «царства Дьявола» — действующих вулканов.

Если обратиться к основным результатам определений содержания радиоэлементов и отношения радиоизотопов, то повторяю, что эти величины способны для отдельных образцов изменяться в тысячи или даже в десятки тысяч раз. Это отличает геохимию вулканизма от геохимии других процессов Земли. В то же время средние значения радиохимических параметров оказываются достаточно постоянными для различных вулканических очагов, что позволяет говорить о существовании некоторых закономерностей, о которых мы сейчас и расскажем.

Содержание урана в вулканогенных продуктах изменяется в тысячи раз даже для одного района. Если для изверженных пород общеизвестно увеличение радиоактивности при переходе от основных пород к кислым, то здесь эта закономерность очень слаба, и ее можно заметить только при статистической обработке результатов. В то же время средние величины для различных регионов заметно отличаются.

Содержание тория в вулканогенных продуктах мало, и торий-урановое отношение в некоторых случаях уменьшается в тысячи раз по сравнению со средним для земной коры — до Th/U = 0,0025 (в весовых единицах) для отложений подводного вулкана Индонезии. Даже для вулканических пород, слагающих кратеры и излившихся у подножия вулканов, такое отношение много меньше среднего. Отсюда можно заключить, что значительная часть урана переносится газами из вулканического очага. Поэтому активность тех пород поверхностных слоев, которые поглощают уран, слабо зависит от их состава и определяется только региональными особенностями отдельных очагов.

То, что торий переносится газами в меньшей степени, чем уран, с полной безусловностью следует из сравнения урана с продуктом его распада — изотопом тория — ионием. Отношение Io/U^{238} значительно меньше равновесного для минералов молодого вулканизма и даже для пород погасших вулканов Кавказа, где часть ионня успела уже накопиться из урана за время существования этих пород (в некоторых случаях $Io/U^{238} = 0{,}09$, а в среднем — только 0,41). Для минералов активного вулканизма ионий-урановое отношение может уменьшиться до 0,02.

Так же низко содержание протактиния. В молодых эффузивах Кавказа в среднем $Pa^{231}/U^{235} = 0{,}38$, а иногда

падает до 0,06, хотя этот изотоп обладает меньшим периодом полураспада, чем ионий, и должен накапливаться еще быстрей (согласно закону накопления, см. рис. на стр. 36). Резкий недостаток обоих изотопов показывает, что уран выносится из недр в значительно большей степени, чем торий и протактиний.

Короткоживущие продукты распада урана: актиний, радий, радиоактивный свинец (с периодами полураспада от десятков до тысячи лет), могут поступать наружу различными путями: выноситься из глубинного очага, переходить в газо-паровые струи при растворении пород зоны прогрева по пути от очага до выхода на поверхность или поступать в эти же струи за счет атомов отдачи, возникающих при радиоактивном распаде.

В минералах современного вулканизма в среднем радия столько же, сколько урана ($Ra^{226}/U^{238} \simeq 1$). Из этого не следует, что радий выносится газовыми струями так же легко, как и уран,— для него есть другие возможности накопления. О существовании механизма атомов отдачи свидетельствует то, что короткоживущего изотопа радия — мезотория (Ra^{228}) в этих минералах в несколько раз больше, чем основного изотопа радия (Ra^{226}). Еще выше относительное содержание радиоактивного свинца RaD (Pb^{210}). Однако доминирующим радиоактивным изотопом газо-паровых струй оказывается радон, которого в них содержится в $10^3 \div 10^5$ раз больше, чем радия. Время циркуляции газо-паровых струй по этим данным оценивается в пределах от нескольких дней до года. Высокая концентрация радона также говорит о переносе изотопов по механизму поступления атомов отдачи. Содержание актиния в вулканических продуктах значительно меньше содержания равновесного урана, хотя это и короткоживущий изотоп ($T_{1/2} = 22$ года). Возможно, что малый перенос актиния газовыми струями объясняется его химическими свойствами: галоидные соединения актиния, как и других редкоземельных элементов, нелетучи.

У поверхности Земли, в зоне окисления, вóды приобретают сульфатный состав, и радий легко выпадает в отложения источников. Выход вулканических фумарол окружен обычно желтым кольцом самородной серы; дальше простираются белые налеты сульфатов и бурые окислы железа. Все это — недолговечные минералы. В них содержатся изотопы радия, но их продукты распада (в частности, ThX — материнское вещество торона, ториевой эманации) не успевают накопиться, а из более глубоких слоев этот короткоживущий изотоп также не успевает прийти. Поэтому содержание торона в вулканических газах очень малó и, по нашим данным, лежит за пределами измерений. Активность торона не больше нескольких процентов от активности радона.

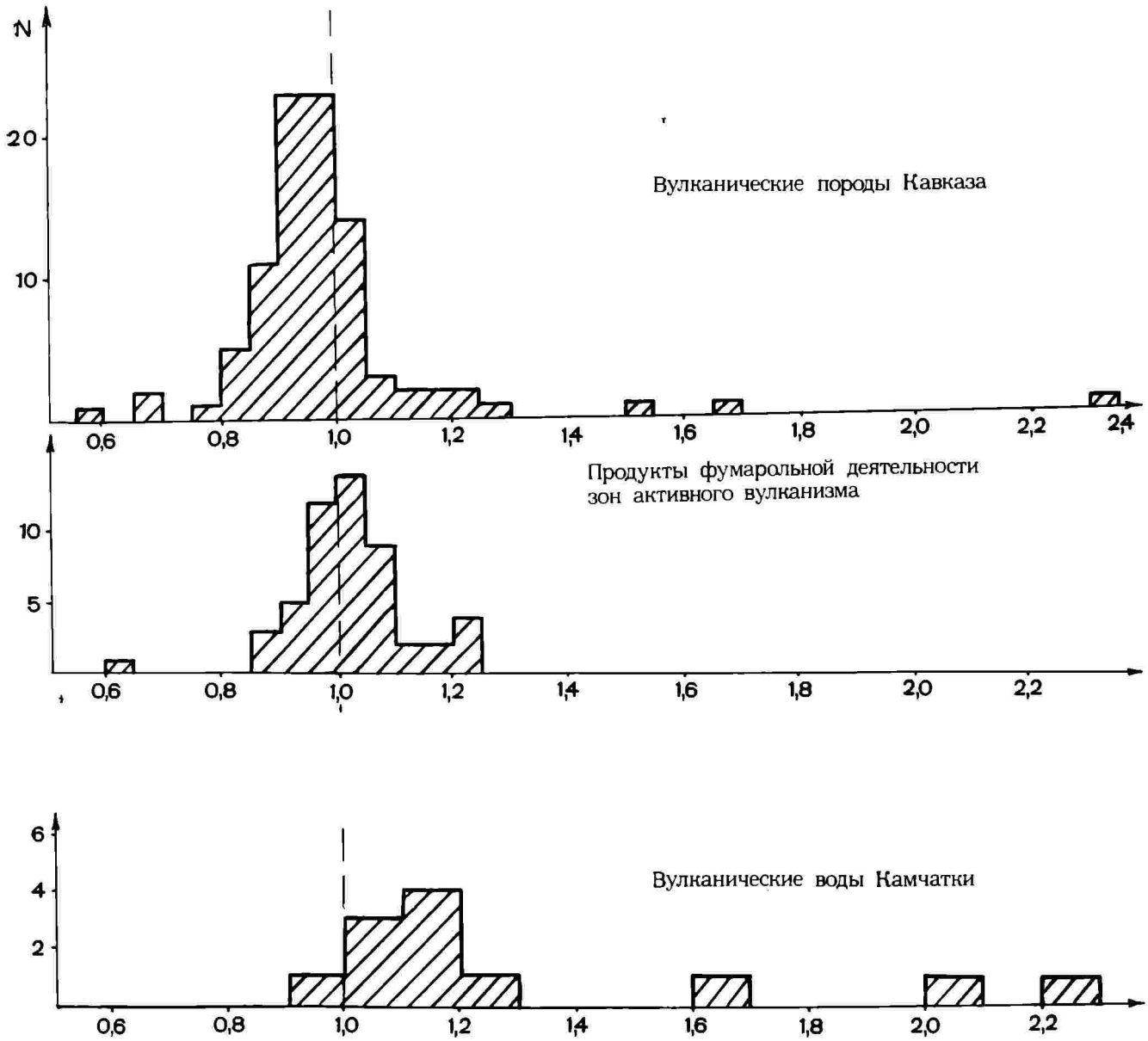
В некотором удалении от выхода газов обычно формируются отложения, в которых радий более прочно связан, и здесь его содержание может повыситься до $2{,}7 \cdot 10^{-12}$ г/г — в сто раз больше среднего для вулканогенных минералов. Торий в этих условиях почти не адсорбируется. Однако изотоп тория и его продукт распада — короткоживущий радиоторий ($RdTh^{228}$) здесь накапливается из изотопа радия — мезотория. Отношение $RdTh/Th^{232}$ в этих минеральных телах иногда необычайно сильно возрастает, становится в десятки раз выше равновесного. Воды фумарольных полей содержат по сравнению с конденсатами паров очень мало радия (он выпадает из сульфатных растворов), а отношение $RdTh/Th^{232}$ в них повышается.

Несомненно, часть урана и тория поступает не из глубин, а из зоны прогрева. Об этом свидетельствует обогащение вулканогенных минералов продуктами распада, изотопами Io и U^{234}. Эти изотопы, как уже отмечалось, менее прочно связаны в минералах по сравнению с материнскими веществами и при растворении зоны прогрева легче выделяются наружу.

В 1959 г. произошло катастрофическое извержение вулкана Безымянного, до этого не подававшего признаков жизни за все время пребывания человека на Камчатке. В одной из вулканических бомб, выброшенных при этом, мы обнаружили, что $Io/Th^{232} = 10{,}6$ вместо обычного для земных пород значения около 0,8 (в единицах активности). В среднем для изученных вулканических образцов это отношение близко к 1,2, т. е. примерно в полтора раза выше «среднекларкового».

Уран переносится вулканическими газами легче тория. По пути он способен осаждаться и снова выделяться. В результате на поверхность поступает уран с усредненным изотопным составом, близким к равновесному ($\gamma = U^{234}/U^{238} \simeq 1$), хотя и встречаются разности с большими отклонениями. Первые фракции урана, выносимого из породы, должны быть обогащены U^{234}, а в глубинной породе, т. е. в области выноса урана, $\gamma < 1$. Действительно, отношение γ наиболее велико для вулканических вод, уменьшается в вулканогенных минералах и заметно меньше единицы — в неовулканических породах Кавказа.

Замечательная особенность минералов фумарольных полей состоит в том, что для одного выхода можно найти минералы с совершенно различным отношением изотопов урана и тория. Так, например, среди минералов фумарольного поля Мутновского вулкана встречен сульфат железа с $\gamma = U^{234}/U^{238} = 0{,}88$ и с $Io/Th^{232} = 1{,}17$, в то время как для воды фумарол эти отношения равны 1,63 и 0,60 соответственно, а для пирита того же выхода $Io/Th^{232} = 1{,}80$. Таких примеров можно привести очень много. Очевидно, глубинные газы переносят радиоэлементы различных генераций, с различным изотопным составом, образующие различные летучие химические соединения. Детальное исследование фракций одной породы (трахилипарита горы Змейка, Кавказские Минеральные Воды) показало, что в ней также содержатся минералы различных генераций, как это можно судить по значительным отклонениям U^{234}/U^{238}, Io/Th^{232} и Pa^{231}/U^{235}. Таким образом, формирование породы нельзя рассматривать как остывание

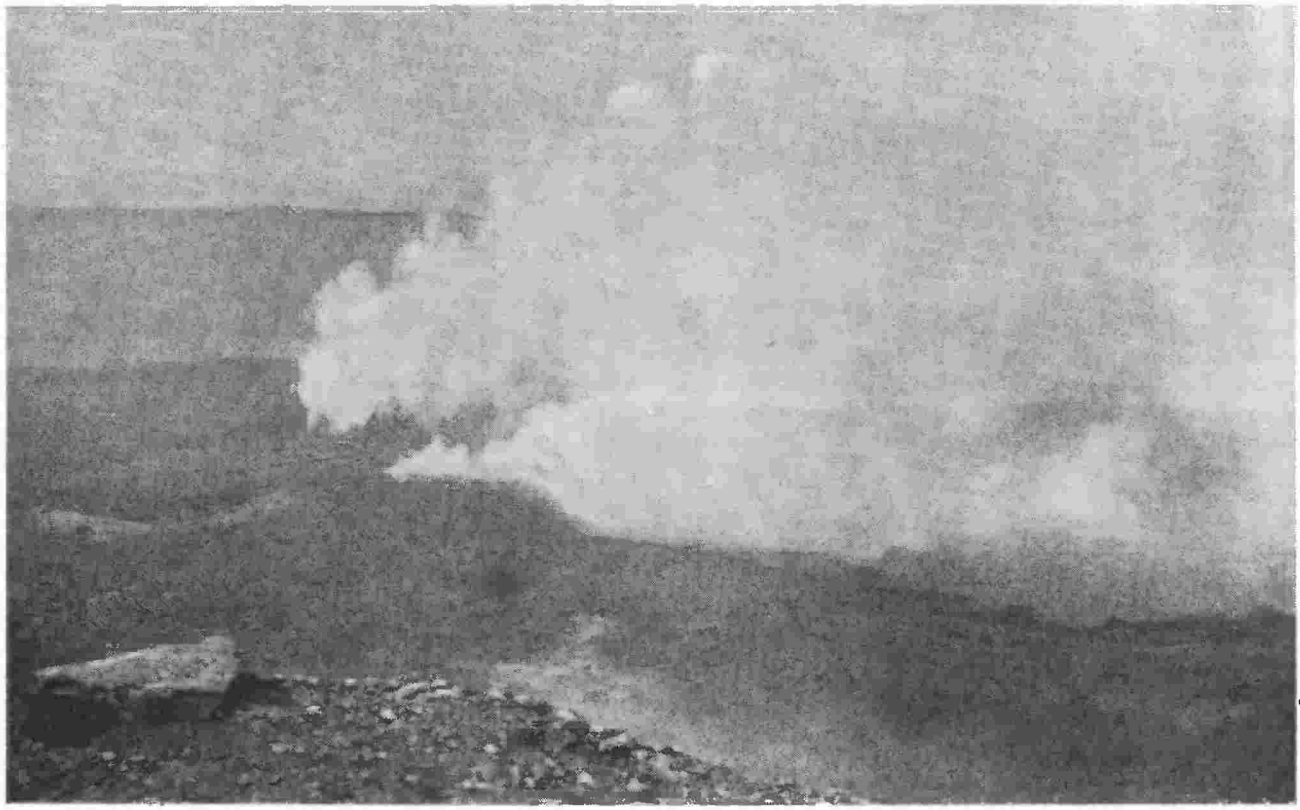


Распределение величин отношения U^{234}/U^{238} в вулканических породах угасших вулканов Кавказа; минералах активного вулканизма Камчатки и Курильских о-вов; вулканических водах Камчатки и Курильских островов

одного магматического расплава. При выяснении деталей этого важного для геологов и минералогов процесса незаменимую роль играют изотопы радиоэлементов.

Определение возраста молодого вулканизма по неравновесному урану

Радиоизотопы позволяют также определить возраст угасших вулканов. Мы видели, что ионий и протактиний в молодых породах находятся в недостатке по сравнению с материнскими изотопами урана. Если бы мы знали начальное содержание иония или протактиния, то могли бы вычислить абсолютный возраст образования вулканических пород, пользуясь хорошо известным математическим аппаратом ядерной геохронологии. Приравняв начальные содержания иония и протактиния к нулю, мы получаем заведомо завышенный, максимальный возраст неовулканических пород.



Лавовое озеро вулкана Хаумеамеа (о-в Гавайи)

Фото автора

Таким путем удалось определить предельный возраст большого числа погасших вулканов Кавказа. Полученные даты обычно хорошо согласуются с точкой зрения геологов. Активная деятельность вулканов прекратилась там в заключительный этап эпохи последнего оледенения и даже в послеледниковье. Деятельность таких известных вулканов, как Эльбрус, Казбек, Арагац, закончилась не более 7,5—14 тыс. лет назад.

Для того чтобы точно найти возраст этих вулканов, надо знать начальное отношение Io/U^{238} или Pa^{231}/U^{235}. Его мы еще не умеем определять и, больше того, знаем, что в начальный момент для различных минералов это отношение могло сильно отличаться.

Качественно на молодой возраст эффузивных пород указывает отношение изотопов урана, отличное от равновесного. Например, в базальте подводного хребта Индийского океана было обнаружено $\gamma=1{,}30$, что много выше этого значения для морской воды ($\gamma=1{,}16$) и недвусмысленно указывает на то, что это не выход пород верхней мантии, а молодое излияние. Четвертичный возраст породы был подтвержден также калий-аргоновым методом.

Редкие газы — индикаторы глубинного вещества

Мы видели, что бóльшая часть урана переносится из глубинного магматического очага газо-паровыми струями, но какая часть — сказать трудно. Геологов и вулканологов интересуют элементы или изотопы, которые бы непосредственно указывали на глубинное происхождение вещества, но это должны быть такие изотопы, состав которых резко отличается от того, какой наблюдается в земной коре. Примером могут служить аргон и другие газы нулевой группы таблицы Менделеева. Эти газы были почти полностью потеряны Землей при ее образовании. Сохранились только ничтожные следы, так что их изотопный состав может легко изменяться под действием различных ядерных процессов. Поэтому редкие газы исключительно важны для решения многих задач геохимии, и в частности для выяснения роли подкорового вещества в вулканических процессах.

Еще во времена Менделеева была обнаружена аномалия аргона в периодической таблице. Его атомный вес больше, чем у калия, хотя по своим химическим свойствам он, безусловно, обладает меньшим атомным номером. Это объясняется тем, что первоначальный аргон, в котором преобладал изотоп Ar^{36}, потерян Землей. К ничтожному количеству сохранившегося аргона добавился тяжелый Ar^{40}, образующийся при распаде радиоактивного калия — K^{40} в земных минералах, откуда он поступает в атмосферу. Этого радиогенного аргона так много, что аргон

сейчас — третий по содержанию компонент атмосферы после азота и кислорода.

На протяжении геологических эпох отношение Ar^{40}/Ar^{36} все время возрастало и сейчас достигло 295. Во всех минералах земной коры это отношение еще больше, так как в них содержится в каких-то количествах K^{40}, дающий при распаде Ar^{40}. Очевидно, при формировании Земли древний аргон (с $Ar^{40}/Ar^{36}<295$) мог быть захвачен глубинными породами. Возможен случай, что в этих породах содержание калия настолько мало, что накопление Ar^{40} оказалось слишком слабым, чтобы уничтожить первичный недостаток Ar^{40} или, иначе говоря, избыток Ar^{36}. Известно, что отношение K^{40} к Th^{232} или U^{238} в горных породах достаточно постоянно, а абсолютное содержание этих радиоизотопов уменьшается при переходе к основным и ультраосновным породам, из которых, по-видимому, сложено вещество верхней мантии. Если среднее содержание калия в земной коре составляет около 2%, то для ультраосновных пород оно падает до $n \cdot 10^{-4}$%.

Работы, проведенные в ГИНе АН СССР, показали, что некоторые вулканические газы действительно содержат избыток Ar^{36}, достигающий в отдельных случаях 6% против этого аргона в современной атмосфере. Таковы, например, газы вулканов Безымянного на Камчатке и Головнина на о-ве Кунашир, в меньшей степени — углекислые струи из молодых лав Эльбруса. Некоторые газы обладают очень низким отношением He/Ar, что также говорит об их глубинном происхождении.

Американские ученые (Дж. Рейнолдс и др.) нашли в глубинных углекислых газах США избыток Xe^{129}, однако в количествах, лежащих в пределе погрешности измерения. Изотоп Xe^{129} образовался в основном из первозданного иода — J^{129}, с $T_{1/2} = 16$ млн лет, который еще мог содержаться в веществе Земли при ее образовании, но сейчас полностью «вымер».

Недавно ленинградские ученые (И. Н. Толстихин и др.) обнаружили в вулканических газах избыток редкого изотопа гелия — He^3, который очень легко уходит из земной атмосферы благодаря малому атомному весу и инертным свойствам.

Существует еще один путь изучения вещества мантии. Мы говорили в начале статьи, что изотопы урана и тория составляют небольшой островок устойчивости в области тяжелых неустойчивых изотопов. Возможно, в далекой заурановой области находится еще один первозданный изотоп, сохранившийся до наших дней. Работы ГИНа установили присутствие в природе альфа-излучателя с энергией распада около 4,6 Мэв (близкой к энергиям U^{234}, Io и Ra^{226}). По химическим свойствам он близок к осмию и, может быть, является его высшим аналогом ($z = 108$). Во всяком случае и по геохимическим свойствам он тяготеет к глубинным породам, что затрудняет его изучение. Продуктами распада и неизменными спутниками этого трансуранового элемента являются Pu^{239}, а также некоторый изотоп, способный к самопроизвольному делению.

Химические свойства плутония сейчас изучены очень полно, и это позволяет вести его поиски с большим успехом. Действительно, Pu^{239} найден в большом количестве вулканогенных минералов и пород, причем в некоторых случаях его активность превосходит даже активность урана. По-видимому, плутоний легко переносится вулканическими газами и поступает на поверхность без своего прародителя, хотя в некоторых вулканогенных отложениях удалось обнаружить следы осмиеподобного альфа-излучателя. Вероятно, основная масса Pu^{239} выносится из подкорового вещества, и он также может служить «показателем глубинности». Изотоп обнаружен в минералах и породах всех изученных вулканических областей.

Избыток урана по сравнению с продуктами распада, аномальный изотопный состав редких газов, присутствие плутония — все это уверенно говорит о глубинном происхождении части вулканических продуктов, но как велика эта часть, мы еще не знаем.

Итак, на поверхность в значительной мере поступает глубинное вещество, но оно претерпевает изменения в зоне прогрева, обогащаясь короткоживущими изотопами — атомами отдачи. По способности переноса долгоживущие изотопы располагаются в ряд:

$U^{234} \geqslant U^{238} > Io > Th^{232} \geqslant Pa^{231}$,

а короткоживущие — в ряд:

$Rn^{222} > RaD > MsTh > Ra^{226} > Ac^{227}$.

Механизмы выделения и переноса членов этих двух рядов различен, но, по-видимому, уран как химический элемент переносится легче радия.

Работы последних лет по изучению радиоактивных изотопов в вулканизме приблизили нас, таким образом, к познанию законов переноса элементов газо-паровыми струями и их взаимодействия с веществом земной коры.

УДК 539.16; 551.21