

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ

1997

№ 6

УДК 550

© 1997 г. ЯКОВЛЕВ Л.Е., ПОЛЯК Б.Г.

ПРИРОДА ИЗОТОПНО-ГЕЛИЕВОЙ АНОМАЛИИ В СЕВЕРНОМ ПРИЭЛЬБРУСЬЕ

Выяснен механизм поступления мантийного гелия в подземные флюиды в зоне новейшей магматической активизации Северного Кавказа и примыкающей части Скифской плиты. путем количественного гидродинамического моделирования показано, что наблюдаемая во флюидах Приэльбрусья и Ставропольского свода примесь такого гелия не может быть следствием его поступления только через центральный питающий канал вулкана Эльбрус и отражает более широкое распространение глубинных магматических тел, несущих мантийный гелий, чем ареал поверхностных проявлений магматизма.

THE ORIGIN OF A HELIUM ISOTOPE ANOMALY IN THE NORTH OF MOUNT ELBRUS AREA, CAUCASUS, by Yakovlev L.E. and Polyak B.G. The provenance of mantle helium has been identified; the gas is coming into underground fluids in a zone of neotectonic magmatic activation in the northern Caucasus and adjacent part of the Scythian plate. Quantitative hydrodynamic modeling was used to show that the admixture of this helium observed in fluids of the Elbrus area and of the Stavropol dome could not have penetrated through the central conduit of the Elbrus Volcano and is caused by wider occurrence of helium-bearing deep-seated magma bodies than is apparent from the surface area of magmatic occurrences.

(Received January 10, 1997)

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 109017, Russia

В подземных флюидах отношение концентраций изотопов гелия ${}^3\text{He} / {}^4\text{He} = R$ варьирует в пределах трех порядков величины: от $\sim 10^{-8}$, отвечающей радиогенному гелию, постоянно образующемуся в земных породах, до $\sim 10^{-5}$, характеризующей современную мантию, где еще сохранились остатки захваченного Землей при ее аккреции первозданного гелия, в котором $R \sim 10^{-4}$ (см., например, [6]). В центральной части Северного Кавказа, прилегающей к вулкану Эльбрус, величина R во флюидах достигает $0,87 \cdot 10^{-5}$ [8], тогда как на эпигерцинской Скифской плите она гораздо ниже и в среднем составляет $\sim 7,5 \cdot 10^{-8}$ [14]. Повышение R в Приэльбрусье указывает на значительную примесь мантийного компонента в гелии флюидов. Ее присутствие кажется вполне естественным, учитывая разнообразные проявления новейшего магматизма (вулканизма) в этой части Кавказа: все еще активный Эльбрус, Казбек, лакколиты Пятигорья и пр. Доля примеси убывает при удалении от Эльбруса, но остается вполне ощутимой вплоть до северных склонов Ставропольского свода Скифской плиты [14].

Ореолы рассеяния мантийного гелия вокруг активных вулканов уже изучались путем опробования источников и фумарол в окрестностях трех из них – Кусацу-Ширане и Онтаке (оба на о-ве Хонсю), а также Невадо-дель-Руис в Колумбийских Андах [23–26]. В всех случаях установлено уменьшение величины R с увеличением расстояния от центрального кратера. Максимальные значения R зафиксированы в 3 км от кратера вулкана Ширане ($0,96 \cdot 10^{-5}$), в 4,2 км от кратера Онтаке ($0,86 \cdot 10^{-5}$) и на расстоянии 0–3 км от кратера Руис ($0,84 \dots 0,88 \cdot 10^{-5}$). Минимальные значения R

зарегистрированы в первом случае на расстоянии 10 км ($0,45 \cdot 10^{-5}$), во втором – 25,4 км ($0,24 \cdot 10^{-5}$), а в третьем – 15 км ($(0,42 \dots 0,14) \cdot 10^{-5}$). Ни в одном из указанных ореолов не наблюдалось сопутствующего уменьшения величины отношения концентраций $[\text{He}]/[\text{Ne}]$ (равной в атмосфере $\sim 0,3$), поэтому наблюдаемые тренды убывания R были приписаны не контаминации магматических газов атмосферным воздухом, а прогрессирующему с расстоянием разбавлению мантийного гелия, поступающего из вулкана, радиогенным, образующимся в породах. В данном случае естественно было ожидать роста величины He/Ne (в коровых газах она, как известно, может достигать порядка тысяч), но в изученных ореолах этого не замечено.

На вулкане Руис распределение значений R было интерпретировано с помощью математической модели, приписывающей его наблюдаемое уменьшение только гидродинамической дисперсии мантийного гелия, поступающего через бесконечно тонкий питающий канал в радиально-симметричный поток метеорных вод [25]. В этой модели диаметр питающего канала принимали равным нулю, что явно не отвечает реальности иискажает оценку размеров возникающего ореола.

Авторы попытались использовать гидродинамическое моделирование для выяснения механизма формирования ореола мантийного гелия в северном Приэльбрусье. Материалом для этого послужили результаты опробования газовой фазы подземных флюидов, разгружающихся через естественные источники или фонтанирующие скважины. Определения изотопного состава гелия в пробах выполнены по известной методике (см., например, [17]) большей частью в Геологическом институте КНЦ РАН, а также в физико-техническом институте РАН им. А.Ф. Иоффе и ВНИГРИ, и полученные данные опубликованы ранее [8, 15]. Принимая во внимание большую протяженность приэльбруской аномалии, представляло интерес выяснить, может ли она быть приписана поступлению мантийного гелия только через питающий канал вулкана Эльбрус, как это было принято для других вулканов, или она связана и с другими источниками такого гелия.

Геологическое строение района и состав гелия в подземных флюидах. Эльбрус, высочайшая вершина в Европе (5633 м), представляет собой крупный полигенный стратовулкан. Он извергался еще в I в. до н.э. [4] и сейчас находится в сольфатарной стадии активности, о чем свидетельствуют выходы углекислых газовых струй с температурой 18°C вблизи его восточной вершины [7]. Конус Эльбруса возвышается на 2,5–3 км над палеозойским кристаллическим цоколем, который плавно погружается к северу, переходя в фундамент Скифской плиты [9]. Палеозойские сланцы и гранитоиды перекрыты слоями карбонатных и терригенных пород от нижнеюрских до четвертичных по возрасту, образующими моноклиналь северного склона Кавказа, сливающуюся с чехлом плиты. Продукты Эльбруса варьируют по петрохимическому составу от липаритов до андезитодактов, относясь к кальциево-щелочной серии. По последним данным, основанным на Sr–Nd–O-изотопной систематике [3, 5], они происходят из мантийных расплавов, контаминированных коровыми материалами.

Сейсмологические исследования [19] выявили под вулканом на глубине 0,5–2,0 км ниже уровня моря зону поглощения сейсмических волн. Наблюдающаяся здесь же отрицательная гравитационная аномалия, которая указывает на дефицит плотности пород под вулканом в $0,7 \text{ г}/\text{см}^3$, была интерпретирована М.В. Авдуловым [1] как следствие наличия водонасыщенной питающей магматической камеры в форме диска диаметром 16 км и мощностью 6 км, залегающей на глубине 1–3 км ниже уровня моря. По мнению же Г.С. Штейнберга [20], эта аномалия отражает существование погребенной кальдеры, заполненной рыхлой пирокластикой.

Мощность земной коры в Приэльбрусье довольно постоянна (45–50 км), а "гранитного" слоя – изменчива, уменьшаясь от 24 км на севере до 16 км в районе самого Эльбруса [10]. По гравиметрическим и сейсмологическим данным, в коре северного Приэльбрусья на глубинах от 10 до 20 км плотность пород аномально понижена, а в верхней мантии обнаружена обширная, с радиусом 45–60 км от вулкана, зона заметного замедления скорости сейсмических волн, считающаяся "астенолинзой" [10].

4 км
ных
кон-
убы-
озду-
плю-
гвен-
ожет

цью
идро-
нкий
дели
ости

ения
фате-
нных
сква-
и ме-
Н, а
чен-
жен-
быть
кана
гими

брус,
ный
рной
уй с
ется
гра-
х до
сли-
кому
. По
про-

0 км
е от-
ости
как
иска
юря.
гре-

гра-
мого
ного
, а в
мет-



Рис. 1. Размещение пунктов опробования и изотопный состав гелия в районе КМВ. В точках опробования показаны диапазоны значений отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$; экструзии трахиалипаратов изображены треугольниками

В окрестностях Эльбруса много других проявлений плиоцен-четвертичного вулканизма. Одно из наиболее характерных – экструзии трахиалипаратов (17 лакколитов в известном районе углекислых Кавказских Минеральных вод (КМВ)). Эти воды, выведенные скважинами на поверхность с разных глубин, опробованы особенно детально (рис. 1). Изотопный состав гелия в газовой фазе, спонтанно выделяющейся из них на устьях фонтанирующих скважин, указывает на присутствие мантийного компонента. В пробах, характеризующих разноглубинные продуктивные интервалы, не обнаружено систематических различий величины R по разрезу; нет таких различий и в результатах повторного опробования одних и тех же объектов.

Наибольшая примесь мантийного гелия отличает теплые минеральные источники в непосредственной близости от Эльбруса: в газах источников Битюк-Тюбе, расположенных на северо-западном склоне вулкана в 9 км от его вершины, значение R достигает $0,87 \cdot 10^{-5}$, что фактически совпадает с максимальными величинами, наблюдавшимися на вулканах Ширане, Онтаке и Руис. К северу от Эльбруса величины R в подземных газах убывают (табл. 1). Это убывание прослеживается вдоль профиля протяженностью ~130 км, пересекающего район КМВ (рис. 2), и продолжается в направлении Ставропольского свода. Подобная протяженность аномалии, как и ее амплитуда, на порядок превышает таковые в ореолах рассеяния мантийного гелия вокруг ранее изученных вулканов.

В отличие от них, в районе Эльбруса радиальный поток метеорных вод (разносящих мантийный гелий от магматического канала) к периферии вулкана накладывается на фоновый подземный сток, направленный от Главного Кавказского хребта вдоль падения моноклинали его северного склона [11], поэтому для выяснения природы приэльбруссской аномалии авторами использована не слишком условная модель [25], а более реалистичная, излагаемая далее.

Таблица 1

**Вариации $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и He/Ne отношения вдоль профиля
Эльбрус – КМВ**

Место опробования	Объект опробования	$x, \text{км}$	$R, 10^{-8}$	He/Ne
MORB		(0,2)	1200	
Северное Приэльбрусье				
Битюк-Тюбе (R_{\max})	Источник	9,0	870	–
Джан-Туган*	"	32,0	–	6,5**
Хасаут	"	41,0	123	1,07
Индыш*	"	46,0	–	1,4
Долина Нарзанов	"	46,5	220	–
	"	46,5	145	2,43
Гарали*	"	59,5	–	15**
Ольховское	Скв. 115-Э	67,5	156	428,4
Кисловодск	Скв. 1-ОР	70,3	49,2	255,1
	Скв. 5-О	70,3	81	–
р. Подкумок	Скважина	81,0	87	176**
Ессентуки	Скв. 2-НВ	85,6	87	–
	Скв. 1-Э	89,6	89,3	2050
	Скв. 2-Э	89,9	81,2	–
	Скв. 2-Б	90,0	67,6	329,4
	Скважина	90,0	69,0	24,2**
пос. Тельмана	Скв. 1	92,4	90	–
Ессентуки	Скв. 1-КМВ	93,3	110	–
Бештау	Скв. 66	96,2	85,7	–
Ново-Благодарное	Скв. 46	97,2	77	562,5
Лермонтов	Скв. 113	98,7	73	–
Ново-Благодарное	Скв. 49А	99,2	66,1	933,3
Железноводск	Скв. 61	102,5	43,0	335,5
	Скв. 59	102,5	74	257,0
	Скв. 69	103,5	71	244,8
	Скв. 70	103,9	87,9	192,5
	Скв. 74-Н	104,7	71,5	–
	Скв. 72	107,2	84,1	–
	Скв. Семашко	103,0	81,9	221,9
	Скв. Славяновская	103,0	73,0	164,1
Нагуты	Скв. 3-СГ	129	46,0	1304,3
Ставропольский свод				
Северо-Ставропольская	Скв. 80	257	45,0	–
Расщеватская	Скв. 46	330	33,0	–
Соколовская	Скважина	338	20,0	–
Митрофановская	Скв. 4	365	15,8	–

* Точки из северного Приэльбрусья, удаленные от линии профиля.

** Величина отношения ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ приписана величине He/Ne.

Моделирование рассеяния мантийного гелия в Приэльбрусье. Чтобы формализовать наблюдаемую природную ситуацию, использована модель цилиндрического источника, питающего плоскопараллельный поток подземных вод флюидом, несущим магматогенный гелий. В основу модели положено общее решение двумерной нестационарной миграционной задачи, заимствованное из работы [2]. Решение получено для системы из двух уравнений – фильтрационного и дисперсионного – и описывает пространственно-временное распределение загрязняющего компонента, поступающего в водоносный горизонт неограниченной мощности из удлиненного источника (бассейна), дно которого

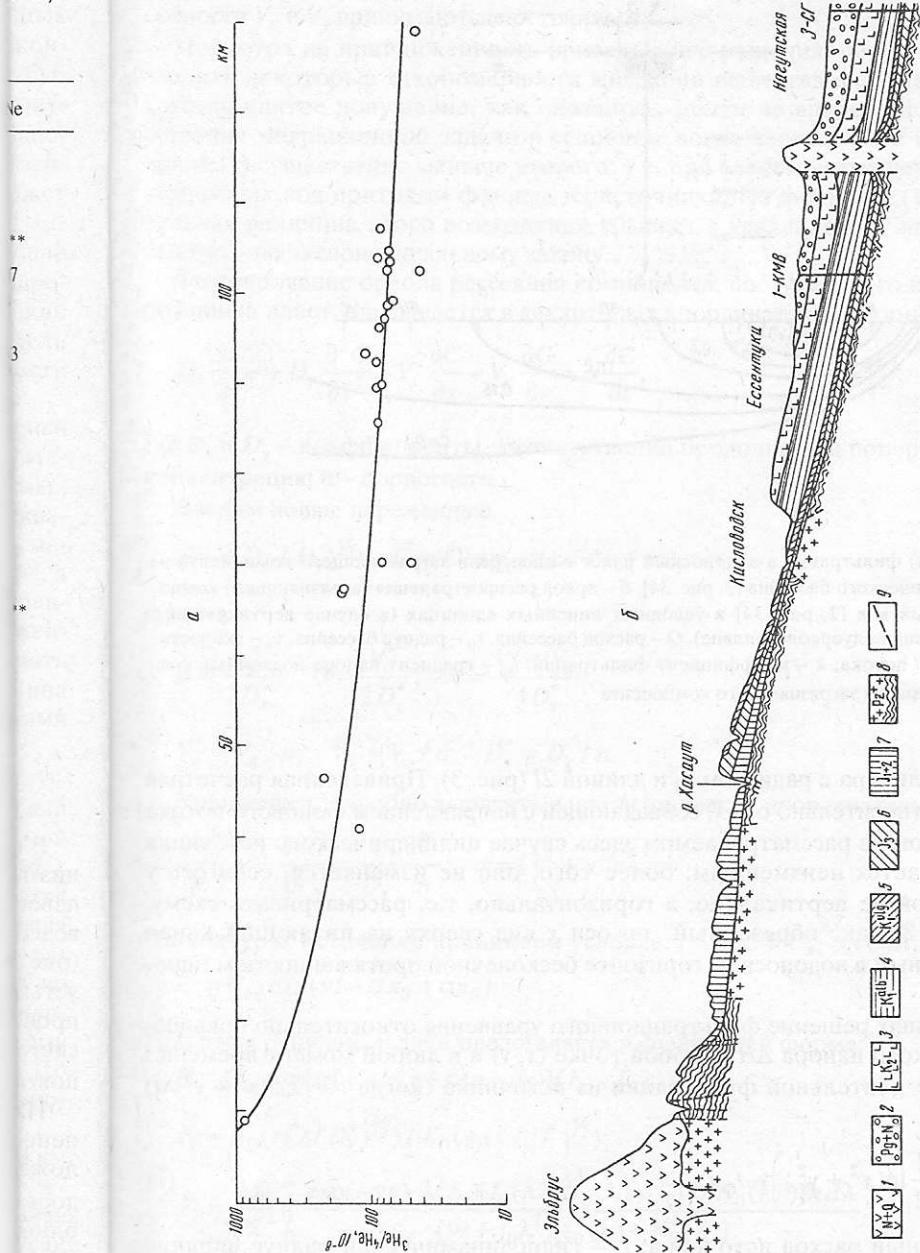


Рис. 2. Наблюдаемое распределение величины R в попземных флюидах (а) по мере удаления от вулкана Эльбрус (точки) и аппроксимирующий тренд (линия). б – Геологический профиль [11]: 1 – неоген-четвертичные эфузивы и криптогипрузивы; 2 – палеоген-неогеновые мергели с прослойками песчаников и глин; 3 – верхнемеловые известники и мергели; 4 – нижнемеловые (готтерн-эльб) песчано-глинистые породы; 5 – нижнемеловые (валанжин) доломитизированные известники; 6 – верхнемеловые известники, песчаники, пестраники, пещерив-эльб; 7 – нижне-среднемеловые песчаники и глины; 8 – палеозойские кристаллические сланцы и граниты; 9 – тектонические нарушения

юовать
чника,
мато-
арной
мы из
ленно-
сний
орого

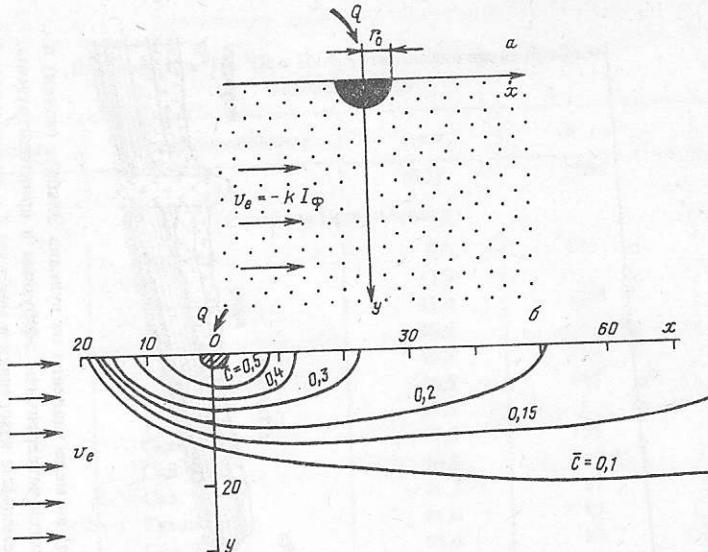


Рис. 3. Расчетная схема (а) фильтрации в водоносный пласт и дисперсии загрязняющего компонента из удлиненного полуцилиндрического бассейна [2, рис. 34]; б – ореол распространения загрязняющего компонента в потоке подземных вод [2, рис. 34] в условных линейных единицах (в случае вертикального удлиненного источника – вид полуореола в плане). Q – расход бассейна, r_0 – радиус бассейна, v_e – скорость естественного (фонового) потока; k – коэффициент фильтрации, I_ϕ – градиент напора подземных вод, \bar{C} – относительная концентрация загрязняющего компонента

имеет форму полуцилиндра с радиусом r_0 и длиной $2l$ (рис. 3). Приведенная расчетная схема симметрична относительно оси x , совпадающей с направлением фонового потока подземных вод, поэтому в рассматриваемом здесь случае цилиндрического источника данное решение остается неизменным; более того, оно не изменяется, если у считать направленной не вертикально, а горизонтально, т.е. рассматривать схему, показанную на рис. 3, как "обрезанный" по оси x вид сверху на питающий канал вулкана, расположенный в водоносном горизонте бесконечной протяженности мощностью $2l$.

В указанных условиях решение фильтрационного уравнения относительно повышения гидродинамического напора ΔH в любой точке (x, y) и в любой момент времени t при более или менее длительной фильтрации из источника (когда $t \gg 2,5(x^2 + y^2)/a$) имеет вид

$$\Delta H = \frac{Q}{4\pi k l} \left(\ln L - \frac{1}{2} \ln(x^2 + y^2) \right) - I_\phi x. \quad (1)$$

Здесь Q – суммарный расход источника; L – гидродинамический радиус влияния источника в неограниченном пласте ($L \approx 1,5(at)^{1/2}$); a – коэффициент пьезопроводности; I_ϕ – градиент фонового потока подземных вод вдоль оси x . В случае ограничения пласта в плане одной только областью разгрузки потока подземных вод в качестве L следует задавать расстояние от источника до этой области.

Из формулы (1) видно, что составляющие скорости фильтрации

$$V_x = -k \partial(\Delta H) / \partial x, \quad V_y = -k \partial(\Delta H) / \partial y \quad (2)$$

зависят от координат x, y . Однако в таком виде решение гидродинамической задачи не может быть использовано для строгого аналитического решения следующей, "диспер-

сионной" задачи из-за больших математических трудностей, поэтому в данной модели скорости V_x и V_y принимаются постоянными.

Несмотря на приближенность приведенного решения, оно дает возможность проследить некоторые закономерности миграции вещества в двумерном потоке. Более того, принятое допущение, как оказалось, почти не влияет на точность конечного решения миграционной задачи в условиях, когда первый член в правой части уравнения (1) существенно меньше второго, т.е. при слабом возмущении фонового потока подземных вод притоком флюида из источника. Из формулы (1) видно, что относительная величина этого возмущения убывает с удалением от источника достаточно быстро – по экспоненциальному закону.

Формирование ореола рассеяния компонента, поступающего из источника в изолированный пласт, описывается в декартовых координатах следующим уравнением:

$$D_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + D_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} - V_x \frac{\partial C}{\partial x} - V_y \frac{\partial C}{\partial y} = n \frac{\partial C}{\partial t}, \quad (3)$$

где D_x и D_y – коэффициенты соответственно продольной и поперечной дисперсий; C – концентрация; n – пористость.

Вводим новые переменные

$$u = y(D_x / D_y)^{1/2}; \quad \bar{C} = C \exp(-\alpha x + \sigma u + vt), \quad (4)$$

где

$$\alpha = \frac{V_x^*}{2D_x^*}; \quad \sigma = \frac{V_u^*}{2D_x^*}; \quad v = \frac{V_x^2 + V_u^2}{4D_x^*}, \quad (5)$$

$$V_x^* = V_x / n; \quad V_u^* = V_u / n; \quad D_x^* = D_x / n.$$

Уравнение (3) удобно выразить в цилиндрических координатах:

$$\frac{\partial^2 \bar{C}}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial^2 \bar{C}}{\partial r^2} = \frac{1}{D_x^*} \frac{\partial \bar{C}}{\partial t}; \quad r = (x^2 + y^2)^{1/2}. \quad (6)$$

На контурах источника принимаем условие: $t > 0; C = C_{bx} = \text{const}$;

$$\bar{C} = C_{bx} \exp(vt - \alpha x_0 + \sigma u_0). \quad (7)$$

При этом решение задачи представляется в следующей форме:

$$C = C_{bx} \exp[\alpha(x - x_0) + \sigma(u - u_0)](F_1 - F_2); \quad (8)$$

$$F_1 = K_0(r(v / D_x^*)^{1/2}) / K_0(r_0(v / D_x^*)^{1/2}); \quad (9)$$

$$F_2 = \frac{2f_0}{\pi} \int_0^\infty \frac{\exp(-vt - \lambda^2 f_0)[I_0(\lambda \bar{r})N_0(\lambda) - I_0(\lambda)N_0(\lambda \bar{r})]\lambda d\lambda}{(vt + f_0 \lambda^2)[I_0^2(\lambda) + N_0^2(\lambda)]}. \quad (10)$$

Здесь I_0 и N_0 – символы функции Бесселя от действительного аргумента соответственно первого и второго рода нулевого порядка;

$$f_0 = D_x^* t / r_0^2; \quad \bar{r} = r / r_0. \quad (11)$$

Функция F_1 , как видно из выражения (10), не зависит от времени и характеризует собой стационарное распределение концентраций $C(x, u, t = \infty)$. Функция F_2 зависит от времени и координат, причем значение ее уменьшается (по сравнению с функцией F_1) довольно быстро и при $t \rightarrow \infty$ значение $F_2 \rightarrow 0$. Таким образом, ореол рассеяния стремится занять стационарное положение.

Рассмотрим подробнее функцию F_1 . Учитывая, что обычно y / D_x^* велико, можно воспользоваться разложением функции Бесселя

$$K_0(z) \approx e^{-z} / (2z/\pi)^{1/2}. \quad (12)$$

При этом, полагая $F_2 = 0$ и используя принятые обозначения для α , σ и v , вместо соотношения (9) получаем

$$\bar{C} = \frac{C(x, u, t \rightarrow \infty)}{C_{\text{вх}}} = \left(\frac{r_0}{r}\right)^{1/2} \exp \frac{1}{2D_x} [V_x(x - x_0) + V_u(u - u_0) - V_r(r - r_0)], \quad (13)$$

где

$$V_r = (V_x^2 + V_u^2)^{1/2}. \quad (14)$$

При $r = r_0$, $x = x_0$, $u = u_0$ значение $C = C_{\text{вх}}$; при r, x и $u = \infty$ значение $\bar{C} = 0$. Следовательно, в рассматриваемой схеме ореол рассеяния имеет ограниченные размеры, и за его пределами в водоносном пласте сохраняются фоновые концентрации растворенных компонентов.

Важная особенность этого решения в том, что на положительной полуоси x оно приобретает предельно простой вид:

$$\bar{C} = C / C_{\text{вх}} = (r_0 / x)^{1/2} \quad \text{при } x > 0, y = 0. \quad (15)$$

Из соотношения (15) следует, что протяженность ореола рассеяния ниже источника по потоку не зависит ни от скорости потока, ни от параметров гидродинамической дисперсии, а контролируется радиусом источника и расстоянием от последнего до точки наблюдения. Это обстоятельство очень облегчает выяснение связи природных геохимических аномалий с локальным источником типа вулканического канала.

Применительно к конкретной задаче анализа вариаций изотопно-гелиевого отношения вдоль профиля Эльбрус – КМВ (совпадающего с направлением фонового потока подземных вод) можно воспользоваться решением в виде (15), записав его для двух компонентов (${}^3\text{He}$ и ${}^4\text{He}$):

$${}^3C - {}^3C_{\phi} = ({}^3C_{\text{вх}} - {}^3C_{\phi})(r_0 / x)^{1/2}, \quad (16)$$

$${}^4C - {}^4C_{\phi} = ({}^4C_{\text{вх}} - {}^4C_{\phi})(r_0 / x)^{1/2}. \quad (17)$$

Здесь 3C и 4C – концентрации соответственно ${}^3\text{He}$ и ${}^4\text{He}$ в воде; подстрочными индексами "вх" и "ф" отмечены соответственно входное (на контуре источника) и фоновое значения концентраций. Входное и фоновое значения изотопно-гелиевого отношения записываются в виде

$$R_{\text{вх}} = {}^3C_{\text{вх}} / {}^4C_{\text{вх}}, \quad (18)$$

$$R_{\phi} = {}^3C_{\phi} / {}^4C_{\phi}. \quad (19)$$

Решая систему уравнений (16)–(19), получаем выражение, описывающее степень затухания входного (мантийного) сигнала по мере удаления от вулкана вдоль оси x :

$$\frac{R}{R_{\text{вх}}} = \frac{1 - R_{\phi} / R_{\text{вх}}}{1 + {}^4C_{\phi} / {}^4C_{\text{вх}} ((x / r_0)^{1/2} - 1)} + \frac{R_{\phi}}{R_{\text{вх}}}. \quad (20)$$

Из формулы (20) находим, что отношение $R/R_{\text{вх}}$ убывает вдоль оси x в зависимости только от r_0 и двух отношений – $R_{\phi}/R_{\text{вх}}$ и ${}^4C_{\phi}/{}^4C_{\text{вх}}$. Ни один из этих трех параметров в

можно

(12)

вместо

(13)

(14)

$\bar{C} = 0$.
ые раз-
тракции

и x оно

(15)

точника
ической
него до
родных

о отно-
ного по-
его для

(16)

(17)

индек-
фоновое
отношения

(18)

(19)
степень
и x :

(20)

симости
етров в

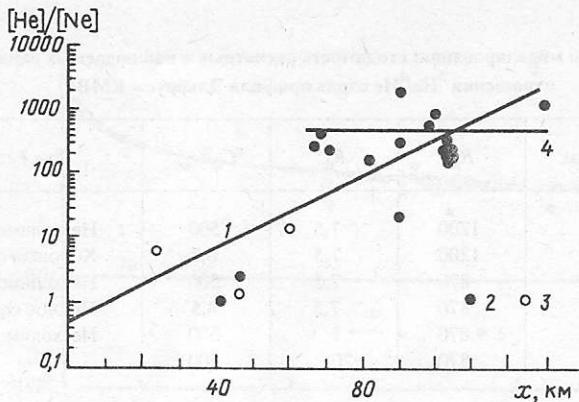


Рис. 4. Вариации величины отношения $[\text{He}]/[\text{Ne}]$ в подземных флюидах по мере удаления от вулкана Эльбрус (см. табл. 1): 1 – аппроксимированный тренд ($r^2 = 0,6127$; $n = 21$), r – коэффициент корреляции, n – число точек; 2 – данные вдоль профиля (см. рис. 2), 3 – данные за пределами линии профиля; 4 – средний уровень величины отношения $[\text{He}]/[\text{Ne}]$ в районе КМВ

изучаемом районе точно не известен. Однако все они могут быть оценены из имеющихся данных.

Радиусы питающих каналов большинства вулканов лежат, по расчетам, в диапазоне 50–200 м [12, 18]. На самом деле, "эффективный" (гидродинамический) радиус канала-поставщика мантийных дериватов в поток подземных вод может быть больше, если именно он обеспечивает субмантийные значения R в газах, разгружающихся на склонах вулкана, например в источниках Битюк-Тюбе. В этой связи в расчетах использованы два крайних значения "эффективного" радиуса r_0 , равные 0,2 и 9,0 км. Последняя оценка, отвечающая расстоянию до источников Битюк-Тюбе от вершинного кратера, представляется даже более реальной в свете исследований 12 активных вулканов Японии: обобщение результатов опробования флюидопроявлений на каждом из них, разноудаленных от их вершинных кратеров, показало отсутствие систематического изменения величины R в радиусе 5–10 км [23].

Возможные значения $R_{\text{вх}}$ лежат в узком диапазоне от $0,87 \cdot 10^{-5}$ (источник Битюк-Тюбе) до $\approx 1,2 \cdot 10^{-5}$ (типичного для резервуара MORB, или деплетированной мантии). Значение R_{ϕ} принято средним для Скифской плиты ($7,5 \cdot 10^{-8}$). Согласно новейшим исследованиям [22], в радиогенном гелии пород это значение, как правило, не выходит за пределы $(1...20) \cdot 10^{-8}$.

Отсутствие данных о концентрации гелия в воде мешает точным расчетам. Тем не менее, диапазон вероятных значений отношения ${}^4C_{\phi}/{}^4C_{\text{вх}} = [{}^4\text{He}]_{\phi}/[{}^4\text{He}]_{\text{вх}}$ вдоль данного профиля можно оценить, используя измеренные величины отношения $[\text{He}]/[\text{Ne}]$, предполагая, как сделано еще в работе [16], чисто атмосферное происхождение неона. В таком случае можно считать, что

$$\frac{{}^4C_{\phi}}{{}^4C_{\text{вх}}} = \frac{({[\text{He}]/[\text{Ne}]})_{\phi}}{({[\text{He}]/[\text{Ne}]})_{\text{вх}}} \quad (21)$$

Чтобы использовать уравнение (21), авторы учли эмпирические данные, полученные вдоль рассматриваемого профиля (табл. 1; рис. 4). Согласно обнаруженному тренду, являющемуся статистически значимым ($r = 0,86 \gg 0,433 = r_{0,05}; f = k - 2 = 19$), величина отношения $[\text{He}]/[\text{Ne}]$ увеличивается от $\approx 0,5$ до > 1000 при $x = 0$ и 130 км соответственно. Это обусловлено резким ростом вклада радиогенного гелия. После осреднения данных по району КМВ получаем значение ${}^4C_{\phi}/{}^4C_{\text{вх}} \approx 500$.

Таблица 2

**Результаты моделирования: сходимость расчетных и наблюдаемых вариаций
отношения ${}^3\text{He} / {}^4\text{He}$ вдоль профиля Эльбрус – КМВ**

Номер варианта	r_0 , км	$R_{\text{вх}}$	R_{ϕ}	$C_{\phi}/C_{\text{вх}}$	Результат
1а	0,2	1200	7,5	500	Несходимость
1б	0,2	1200	7,5	0,7	Хорошая сходимость
2а	9	870	7,5	500	Несходимость
2б	9	870	7,5	4,5	Полное совпадение
3а	9	870	1	500	Несходимость
3б	9	870	20	500	«

Для рассматриваемого профиля выполнено три варианта расчета, используя уравнение (20) для предельных значений всех исходных параметров (табл. 2; рис. 5). При реалистичных оценках этих значений вытекающее из модельных расчетов распределение R совершенно не соответствует наблюдаемому вдоль данного профиля. Они совпадают только в двух случаях (варианты 1б и 2б), когда в расчет вводятся неправдоподобные (занизженные) значения отношения ${}^4C_{\phi} / {}^4C_{\text{вх}}$ (0,7 и 4,5 соответственно), которые резко противоречат фактическим данным.

В рассмотренной модели сделано два допущения: 1) скорость потока не изменяется с удалением от вулкана; 2) моделируемый пласт изолирован (гидравлически и геохимически) как снизу, так и сверху. Первое допущение завышает оценку протяженности ореола, так как на самом деле скорость потока при удалении от вулкана убывает, поэтому оно не меняет вывода, сделанного для ситуации в Приэльбрусье. Что касается второго допущения, то условие изоляции пласта сверху (от проникновения метеорных вод) не влияет на оценку протяженности ореола по потоку, если, как это и было в данном случае, вводится поправка на контаминацию подземных газов атмосферным гелием. Условие же изолированности пласта от проникновения гелия снизу повлияет на эту оценку, но по-разному – в зависимости от изотопного состава поступающего гелия. Если это радиогенный (коровий) гелий, то ожидаемый ореол должен сократиться, что усугубит расхождение модели с наблюдаемым распределением R . Приблизить результаты моделирования к эмпирическим данным может только учет поступления снизу не чисто корового гелия, а обогащенного изотопом ${}^3\text{He}$, т.е. содержащего примесь мантийного компонента.

Выводы. Сопоставление модельных и натуральных данных приводит к выводу о том, что повышенные значения R , наблюдаемые в районе КМВ и тем более еще севернее, на Ставропольском своде, не могут быть следствием поступления мантийного гелия в подземные воды только через центральный магмоподводящий питающий канал Эльбруса. Это означает, что распределение значений R к северу от вулкана обеспечивается привносом такого гелия (снизу) и на других участках рассматриваемого профиля. Источниками этого гелия должны быть иные магматические резервуары, о существовании которых свидетельствуют, в частности, многочисленные лакколиты района КМВ. Они, вероятно, связаны с "астенолинзой", отмечаемой в Приэльбрусье, которая, судя по всему, протягивается и далее к северу. На это указывает не только распространение изотопно-гелиевой аномалии в область Ставропольского свода, но и аномально повышенные (до 80 мВт/м^2 и более) значения теплового потока на этом своде [21], продолжающиеся в район КМВ и далее к юго-западу, в сторону Казбека (в ближайшем Приэльбрусье геотермических измерений не было). Положительная аномалия теплового потока на Ставропольском своде давно приписывалась влиянию глубинного магматизма, ареал которого считался значительно превосходящим площадь его поверхностных проявлений [13]. Совпадение геотермической и изотопной аномалий

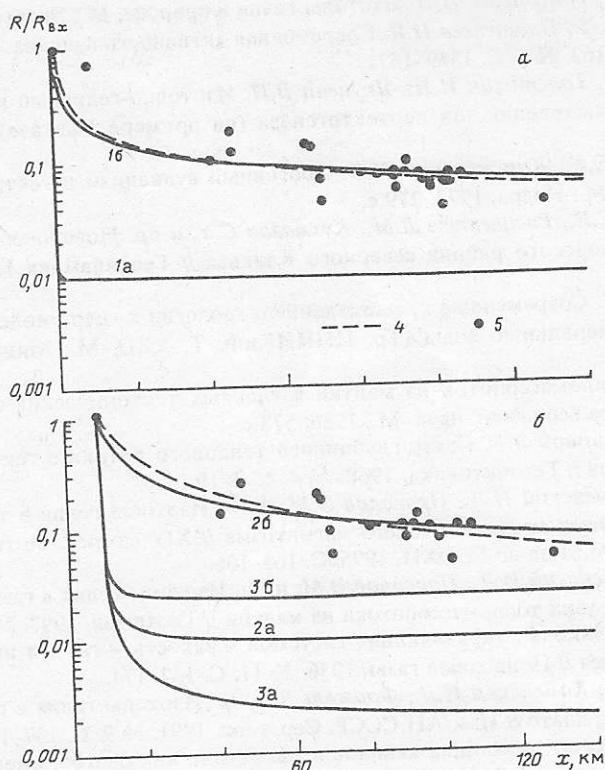


Рис. 5. Результаты моделирования распределения величины в подземных флюидах по мере удаления от вулкана Эльбрус: а – варианты 1а и 1б; б – варианты 2а, 2б, 3а и 3б; 4 – наблюдаемый тренд; 5 – данные вдоль профиля (см. рис. 2)

в районе этого свода подтверждает общую корреляцию теплового потока в континентальной коре с составом гелия в подземных флюидах, отражающую парагенетическую связь этих геофизического и геохимического следствий общей причины – разгрузки мантийных расплавов в кору [12].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 96-05-64313) и Европейского экономического сообщества (грант INTAS 94-3165).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдулов М.В. О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 9. С. 67–74.
2. Бочевер Ф.М., Лапшин Н.Н., Орадовская А.Е. Защита подземных вод от загрязнения. М.: Недра, 1979. 254 с.
3. Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Покровский Б.Г. Изотопные системы Sr, Nd и O как индикаторы происхождения и эволюции новейших лав Эльбруссской вулканической области Большого Кавказа // XIV симпоз. по геохимии изотопов, 19–21 окт. 1995. М.: Изд-во ГЕОХИ, 1995. С. 28–29.
4. Гущенко И.И. Извержения вулканов мира. М.: Наука, 1979. 475 с.
5. Иванов Д.А., Бубнов С.Н., Волкова В.М. и др. Изотопный состав Sr и Nd в четвертичных лавах Большого Кавказа в связи с проблемой их петrogenезиса // Геохимия. 1993. № 3. С. 343–353.

6. Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 222 с.
7. Масуренков Ю.П., Пантелейев И.Я. Современная активность вулкана Эльбрус // Докл. АН СССР. 1962. Т. 162. № 6. С. 1369–1371.
8. Матвеева Э.С., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявление зон неотектогенеза (на примере Кавказа) // Геохимия. 1978. № 3. С. 307–317.
9. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканализм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.
10. Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У. и др. Новейшая геодинамика Эльбруса и Кавминводского района северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1979. С. 99–105.
11. Пантелейев И.Я. Современные представления о геологии и гидрогеологии района КМВ // Кавказские минеральные воды (Тр. ЦНИИКиФ. Т. XXI). М.: Минздрав СССР, 1972. С. 17–33.
12. Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных тектонических структурах земной коры: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1986. 573 с.
13. Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов // Геотектоника. 1968. № 4. С. 3–19.
14. Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Прасолов Э.М. и др. Изотопы гелия в термоминеральных водах Приэльбрусья: ареал новейшего магматизма // XIV симпоз. по геохимии изотопов, 19–21 окт. 1995. М.: Изд-во ГЕОХИ, 1995. С. 165–166.
15. Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Прасолов Э.М. и др. Изотопы гелия в газах Северного Кавказа: следы разгрузки тепломассопотока из мантии // Геохимия. 1997. № 6.
16. Савченко В.П. Законы, управляющие системой жидкость – газы и их приложение для выяснения генезиса // Природные газы. 1936. № 11. С. 142–174.
17. Толстыхин И.Н., Каменский И.Л., Форжаши В. и др. Изотопы гелия в газах острова Сан-Мигель. Азорское плато // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 137–147.
18. Федотов С.А. Расчет питающих каналов и магматических очагов, имеющих устойчивые размеры и температуру // Вулканология и сейсмология. 1982. № 3. С. 3–17.
19. Хитаров Н.И., Шукин Ю.Л., Сизов А.В. К оценке активности вулкана Эльбрус // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 4. С. 952–954.
20. Штейнберг Г.С. Замечание к статье М.В. Авдулова "О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса" // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 4. С. 100.
21. Geothermal Atlas of Europe / Ed. Hurtig E. Hermann Haak Verlaggesellschaft mbH, Geoforschungs Centrum Postdam, publ. № 1. 1992.
22. Loosli H.H., Lehman B.E., Gautschi A., Tolstikhin I.N. Helium isotopes in rocks, minerals, and related groundwaters // Water-rock interaction. V. 8. / Eds Kharaka K., Chudaev O.V. Balkema; Rotterdam, 1995. P. 31–34.
23. Marty B., Jambon A., Sano Y. Helium isotopes and CO₂ in volcanic gases of Japan // Chem. Geol. 1989. V. 76. P. 25–40.
24. Sano Y., Nakamura Y., Wakita H. et al. Helium-3 emission related to volcanic activity // Science. 1984. V. 224. P. 150–151.
25. Sano Y., Wakita H., Williams S.H. Helium isotope systematics at Nevado-del-Ruiz Volcano, Colombia: implications for the volcanic hydrothermal system // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1990. V. 42. P. 41–52.
26. Williams S.N., Sano Y., Wakita H. Helium-3 emission from Nevado-del-Ruiz volcano, Colombia // Geophys. Res. Lett. 1987. V. 14. № 10. P. 1035–1038.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
10.01.1997