

УДК 546.291.03+551.21

ИЗОТОПНО-ГЕЛИЕВЫЙ АРЕАЛ КАЗБЕКСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

© 2007 г. В. Ю. Лаврушин, Б. Г. Поляк, В. П. Стрижов, Ф. Италиано, А. Риццо

Представлено академиком Ю.Г. Леоновым 23.06.2006 г.

Поступило 07.07.2006 г.

На Большом Кавказе выделяют две крупные области новейшего вулканизма: Эльбрусскую и Казбекскую [1]. Последние проявления активности большинства эруптивных центров в них датируются поздним голоценом, а вулкана Эльбрус – даже первыми веками нашей эры [2]. Это позволяет говорить о сохраняющейся вулканической опасности в этом районе Кавказа, и важно максимально четко определить контуры этого ареала. Он характеризуется признаками напряженного геодинамического режима, которыми являются следы недавних извержений, новейшие деформации земной коры, сейсмическая активность, геотермические аномалии и т.п. Одним из таких признаков может служить величина $^3\text{He}/^4\text{He}$ в природных газах.

Исследование изотопного состава гелия дает представление об участии мантийных эманаций в формировании флюидных систем. Известно, что в мантийном гелии отношение $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 1200 \cdot 10^{-8}$, тогда как в коровом оно на три порядка меньше [3]. Мантийный гелий поступает в верхние горизонты коры вместе с магматическими расплавами [4]. Выделяясь из них, он растворяется в газо-водных флюидах, смешиваясь в той или иной пропорции с коровым, и в их составе транспортируется к поверхности. Данные об изотопном составе гелия в природных газах позволяют определить ареалы магматической активности даже там, где отсутствуют ее поверхностные проявления и положительные геотермические аномалии, и, таким образом, наметить границы районов потенциальной вулканической опасности. Режимные же наблюдения такого рода могут служить одним из видов мониторинга такой опасности.

Исследования газов минеральных вод Кавказского региона давно показали присутствие в них той или иной примеси мантийного гелия [5]. Особенно детально распределение значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ было рассмотрено в Эльбрусской вулканической области, лежащей к северу от Главного Кавказского хребта [6–8]. Изотопно-гелиевые следы разгрузки дериватов мантии распространяются далеко за пределы этой области, достигая северного склона Ставропольского свода [9]. При этом максимальные значения $^3\text{He}/^4\text{He} > 300 \cdot 10^{-8}$ трассируют борта кальдеры Эльбруса, откартированной О.А. Богатиковым и др. [10], диаметр которой близок к диаметру его промежуточной магматической камеры, предполагаемой по данным гравиметрии [11]. Значения же $^3\text{He}/^4\text{He} > 150 \cdot 10^{-8}$ охватывают обширную площадь (рис. 1), отвечающую проекции более глубокого питающего “материнского магматического очага” (см. [12]).

В Казбекской вулканической области, включающей несколько вулканических районов, изотопный состав гелия в подземных флюидах изучен ме-

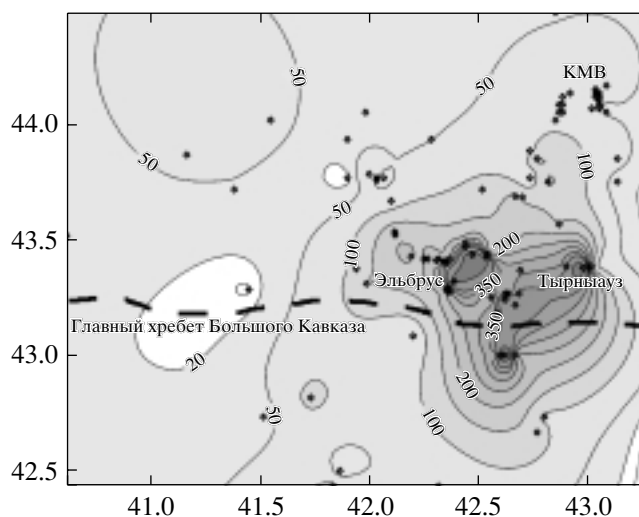


Рис. 1. Распределение величин $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($\cdot 10^{-8}$) в подземных флюидах Приэльбрусья. КМВ – район Кавказских Минеральных Вод, ромбики – пункты опробования.

Геологический институт
Российской Академии наук, Москва
Институт геохимии и аналитической химии
Российской Академии наук, Москва
Национальный Институт геофизики
и вулканологии (INGV), Палермо, Италия

Таблица 1. Изотопы гелия и макрокомпоненты газовой фазы в подземных флюидах Казбекской вулканической области

Индекс на рис. 2	№ обр.	Адрес	Дата	He, 10 ⁻⁴ об. %	⁴ He/ ²⁰ Ne	³ He/ ⁴ He изм.	Погрешность, %	³ He/ ⁴ He испр.	H ₂ /He, %	CH ₄ , об. %	CO ₂ , об. %	N ₂ , об. %	O ₂ , об. %
1	23/99	Танадон ист.	23.09.99	0.51**	2**	145**		146	12	0.27	98.65	0.95	0.078
2	32/00	Дзинага ист.	20.09.00		344***	17	1.49	17	1	2.08	86.85	10.71	0.19
3	6/03	Зарамаг ист.	20.07.03		23***	254	0.75	256	21	0.58	87.71	10.68	0.28
4	24/99	Тамискб скв. 3	27.09.99	176**	12**	13.8**		11	1	1.09	3.43	92.84	1.18
5	25/99	Хилаг ист.	25.09.99	0.54**	2**	215**		228	19	0.075	97.59	1.58	0.16
6	4/03	Верх. Кармадон, ист.	15.07.03		16***	189	0.83	190	16	0.036	97.33	2.46	0.26
7	40/00	Ниж. Кармадон, скв. 29	27.09.00		962***	27	0.71	27	2	45.5	2.93	50.97	0.37
8	30/03	Джава ист.	28.07.00		252***	384	0.3	384	32	0.25	8.45	89.75	0.007
8	136*	Джава, скв. 44	<1978	150		330			≥27	6.9	29.70	63.40	
8	136а*	Джава, скв. 14А	1988	23	0.55	174		215	18		97.70		
9	34/03	Хуце ист.	29.07.03		11***	319	0.59	324	27	1.029	82.18	16.16	0.01
S	138*	Садон, скв.	<1978			6.7			<0.35				
T	139*	Трусо ист.	1983	20		260			≥21	0.6	97.9	1.5	
B	105*	Багиата ист.	<1978	10		650			≥54		99.5	0.5	
P	141*	Паншети ист.	<1978			250			≥21		90.8	9.2	
N	140*	Надибаани ист.				660			≥55	0.4	96.9	2.7	

* Данные из [9].

** Измерено И.Л. Каменским (ГИН КНЦ РАН).

*** He/Ne (INGV).

нее детально. Выполненные ранее исследования характеризовали только южный ее сектор, располагающийся на территории Грузии. Здесь в Кельском, Кабарджинском и Джавском вулканических районах насчитывается несколько десятков мелких эруптивных центров [1], а в газах минеральных вод зафиксированы значения отношения ³He/⁴He в диапазоне $\sim(200-700) \cdot 10^{-8}$ [9]. Такой уровень величин ³He/⁴He, соответствующий присутствию в гелии пробы до 60% мантийного компонента, столь же высок, как и в ближайших окрестностях Эльбруса.

Часть области, лежащая севернее Главного хребта, образует Казбекский район, протягивающийся от верховьев р. Черек до р. Терек. Самый известный эруптивный аппарат в этом районе – вулкан Казбек, действовавший в антропогене, а в западной части района проявления вулканизма (“неоинтрузии” Тепли, Кубус и др.) датируются поздним плиоценом [1].

В этом районе до наших исследований величина ³He/⁴He ($6.7 \cdot 10^{-8}$) была определена только в газах, отобранных на Садонском рудном поле [5]. Она указывает на практическое отсутствие мантийных дериватов в этих газах. Но одного этого

определения мало для проведения “изотопно-гелиевой границы” области активного магматизма.

Поэтому в 1999–2003 гг. нами опробованы флюидопроявления в северном секторе области (Казбекском районе), а также в бассейне р. Большая Лиахва в южном секторе. Взятые пробы свободно выделяющихся газов были проанализированы в отделе геохимического мониторинга сейсмоактивных областей итальянского Национального института геофизики и вулканологии (INGV, г. Палермо). Полученные данные приведены в табл. 1 и отражены на рис. 2.

Опробование источников Джава и Хуце в бассейне Лиахвы подтвердило прежние результаты. Но и в северном секторе области в источниках, расположенных в верховьях рек Урух, Ардон, Фиэгдон и Геналдон, значения ³He/⁴He оказались довольно высокими – до $(190-256) \cdot 10^{-8}$. Они однозначно указывают на присутствие в газах существенной примеси мантийного гелия и таким образом маркируют Казбекский вулканический район. Севернее же, в пунктах Дзинага, Тамиск, Нижний Кармадон, значения ³He/⁴He резко снижаются (примерно на порядок величины), приближаясь к типичным для корового гелия.

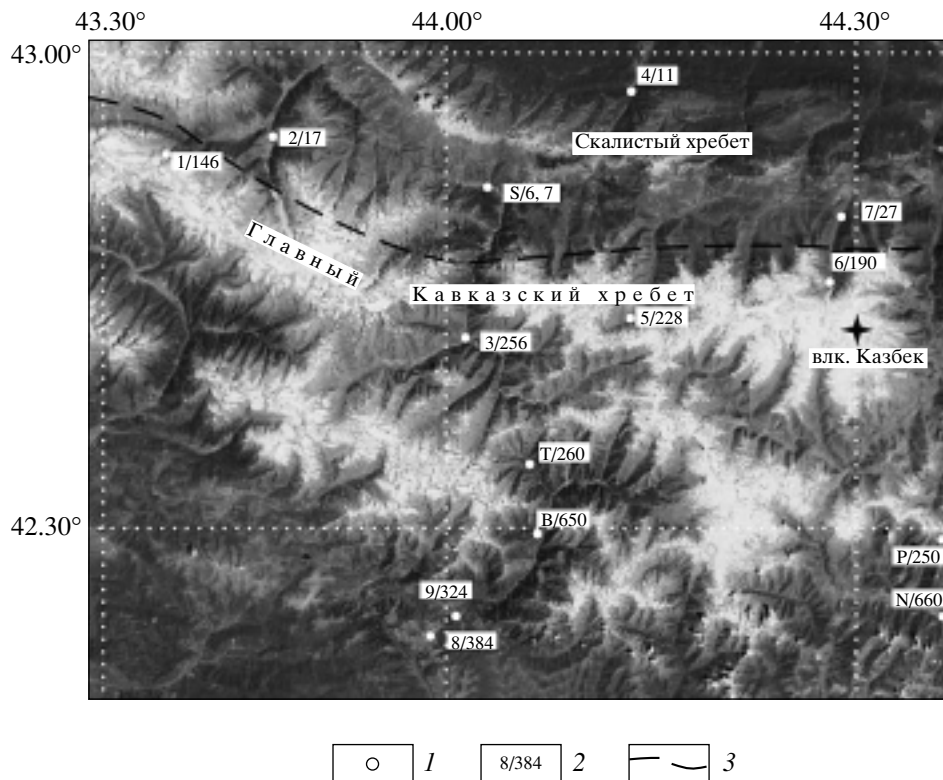


Рис. 2. Изотопный состав гелия в газах Казбекской вулканической области. 1 – пункты опробования; 2 – слева от черты – цифры и буквы те же, что в первой графе таблицы, справа – значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \cdot 10^{-8}$; 3 – предполагаемая “изотопно-гелиевая” северная граница Казбекской вулканической области.

С уменьшением примеси мантийного гелия в газовой фазе флюидов меняется и химический состав этой фазы – в ней резко снижается содержание углекислоты при росте концентраций азота и метана (см. табл. 1). Это поддерживает представление о том, что углекислые воды вулканических областей, в том числе Казбекской и Эльбрусской, генетически связаны с магматизмом.

Исключение составляет проба, взятая из скважины на турбазе Дзинага. Она отличается близким к коровому значению ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 17 \cdot 10^{-8}$, хотя в составе выделяющегося здесь газа доминирует CO_2 . К сожалению, в этой пробе не удалось определить значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$, но изотопный состав гелия в ней, по-видимому, указывает на коровую природу углекислоты (скорее всего, метаморфогенную). Менее вероятной кажется сильная контаминация мантийного углекислого флюида коровым гелием, хотя в связанных с новейшей тектоно-магматической активностью зонах термических аномалий и тектонического дробления должны возникать особенно благоприятные условия для извлечения радиогенного гелия из матрикса пород.

В долине р. Геналдон, берущей начало в северных предгорьях Казбека, находятся две группы термоминеральных источников – углекислые

Верхне-Кармадонские и азотно-метановые Нижне-Кармадонские. Первые удалены от вершины Казбека примерно на 6 км, вторые – на ~14 км. Между этими группами источников значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ снижаются почти на порядок величины – от $190 \cdot 10^{-8}$ до $27 \cdot 10^{-8}$. Таким образом, на очень коротком (8 км) участке долины р. Геналдон фундаментально меняется как общий состав газов минеральных вод, так и изотопный состав содержащегося в них гелия. Это указывает на резкую границу, разделяющую блоки земной коры с принципиально различным геохимическим обликом подземных флюидов.

На этом же отрезке долины меняются и геофизические характеристики геологического разреза. По данным гравиметрии [13], южнее Нижне-Кармадонских источников наблюдается отрицательная гравитационная аномалия, возрастающая на расстоянии всего 3–4 км в направлении Казбека с 0 до -25 мГал. Она приписывается существованию под Казбеком очень мелкой магматической камеры с дефицитом плотности до 0.5 г/см³. Проведенное на том же отрезке долины магнито-теллурическое зондирование [14] выявило на глубинах 6–8 км объект с аномально низкими значениями электрического сопротивления (0.6 – 3.0 Ом · м),

считающимися следствием насыщения пород высокоминерализованными растворами.

Обратные задачи геофизики, как известно, не имеют единственных решений, так что интерпретация имеющихся гравиметрических и электромагнитных данных неоднозначна. Уменьшить эту неоднозначность можно синтезом таких данных в рамках согласованных количественно непротиворечивых моделей. При этом желательно расширить спектр данных, прежде всего стандартным в вулканологии “сейсмическим просвечиванием” – изучением распространения упругих волн в пределах гипотетических магматических камер. Пока же можно констатировать, что геофизические наблюдения фиксируют сильное изменение свойств геологической среды севернее Казбека на том же участке, где отмечено резкое изменение изотопного состава гелия в подземных флюидах. Вместе с тем уровень величин отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и резкость его изменения в долине р. Геналдон ставят под сомнение представление о существовании мелкой магматической камеры на этом ее участке. Граница Казбекской вулканической области, судя по изотопно-гелиевым данным, проходит где-то вдоль Бокового хребта (рис. 2).

Таким образом, убывание отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ к северу от Казбека оказывается гораздо более быстрым, чем в Приэльбрусье. Там ореол повышенных значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ протягивается далеко в пределы Скифской плиты, отражая, как показало гидродинамическое моделирование [6], разгрузку мантийного гелия не только через магматический канал Эльбруса, но и другие аппараты. К северу от Казбека наличие таких аппаратов менее вероятно.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 00–05–64414), программы №5 О НЗ РАН “Геодинамика межгеосферных взаимодействий”

и проекта № V5 I NGV “Диффузная дегазация в Италии”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Милановский Е.Е., Короновский Е.Е. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с
2. Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. и др. // ДАН. 1998. Т. 363. № 2. С. 219–221.
3. Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 222 с.
4. Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.
5. Матвеева Э.С., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. // Геохимия. 1978. № 3. С. 307–317.
6. Яковлев Л.Е., Поляк Б.Г. // Вулканология и сейсмология. 1997. № 6. С. 3–14.
7. Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. и др. // Геохимия. 1998. № 4. С. 383–397.
8. Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Покровский Б.Г., Каменский И.Л. В сб.: Геодинамика, сейсмоструктура и вулканизм Северного Кавказа. М.: ОИФЗ РАН; ИГЕМ РАН; ГНИЦ ПГК при КубГУМи-нобр. РФ, 2001. С. 272–293.
9. Polyak B.G., Tolstikhin I.N., Kamenskii I.N. et al. // Geochim. et cosmochim. acta. 2000. V. 64. № 11. P. 1925–1944.
10. Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. и др. // ДАН. 1998. Т. 363. № 4. С. 515–517.
11. Авдулов М.В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 9. С. 67–74.
12. Богатиков О.А., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л. В сб.: Современные математические и геологические модели в задачах прикладной геофизики. М.: ОИФЗ РАН, 2001. С. 249–260.
13. Копеев А.В., Гурбанов А.Г. // Вестн. Владикавказ. НЦ. 2004. Т. 4. № 3. С. 9–11.
14. Арбузкин В.Н., Фельдман И.С., Трофименко Е.А. // Вестн. Владикавказ. НЦ. 2004. Т. 4. № 3. С. 12–24.