

УДК 546.29:551.352:523.68:523.161

## ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ЗАВИСИМОСТИ КОНЦЕНТРАЦИЙ ИЗОТОПОВ ГЕЛИЯ В ОБРАЗЦАХ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПОРОД – КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ИЗОТОПОВ ГЕЛИЯ И ИХ ВАРИАЦИЙ

© 2003 г. Г. С. Ануфриев, Б. С. Болтенков

Представлено академиком А.П. Лисицыным 17.09.2002 г.

Поступило 20.09.2002 г.

При исследовании изотопных составов гелия в коренных породах дна океана [1, 2], в океанических глубоководных илах и железо-марганцевых конкрециях (ЖМК) [3–5] было выяснено, что типичная величина отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  для образцов этих пород имеет один и тот же порядок величины  $\sim 10^{-5}$ , что существенно больше, чем в атмосфере  $\sim 10^{-6}$  и в континентальных породах  $\sim 10^{-8}$ – $\sim 10^{-7}$  [6]. Для объяснения высоких гелиевых изотопных отношений высказано на первый взгляд парадоксальное предположение, что причиной таких изотопных значений в породах дна океана является присутствие в них солнечного гелия, обогащенного изотопом  $^3\text{He}$  (величина отношения  $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 10^{-4}$  [7]). При этом предполагается, что в коренных породах солнечный гелий – это реликтовый гелий, вошедший в состав Земли вместе с протоматерией Земли  $4.6 \cdot 10^9$  лет назад и сохранившийся в мантийном веществе, в осадочных породах – это современный (в геологическом масштабе времени) солнечный гелий, доставляемый на Землю космической пылью и вместе с ней входящий в состав осадочных пород [3–5].

Остается невыясненным вопрос, может ли влияние только одного источника “аномального гелия” – например мантийного – объяснить высокие значения величин  $^3\text{He}/^4\text{He}$  как в коренных, так и в осадочных породах. Кроме того, на количественной основе не изучали возможность обогащения океанических осадочных пород легким изотопом  $^3\text{He}$  за счет нейтронно индуцированных ядерных реакций на легких изотопах, и в первую очередь на изотопе  $^6\text{Li}$  [8]. Эти исследования особенно важны для выяснения природы изотопа  $^3\text{He}$  в ЖМК, содержащих высокую концентрацию лития [9].

Целью этой работы является продвижение в решении отмеченных проблем, а также получение убедительного доказательства аккумуляции конкрециями космической пыли, что важно как для целей использования потока космической пыли в геохронологических задачах [10], так и для выяснения роли космического материала в океанической металлогении [11].

В экспериментальной части работы исследовались образец железо-марганцевой конкреции из рудной провинции Кларифон–Клиппертон (Тихий океан) и образец стекловатого базальта ( $13^\circ$  с.ш., Восточно-Тихоокеанское поднятие). Извлечение гелия осуществляли методом ступенчатого подъема температуры при нагреве образцов в вакуумной экстракционной установке, включенной “в линию” с масс-спектрометром высокого разрешения, который позволял отделять относительно слабый пик изотопа  $^3\text{He}$  от интенсивных мешающих фоновых пиков  $\text{ND}$  и  $\text{N}_2$ . Чтобы ослабить влияние статистического разброса числа космических пылинок в навеске, для анализа был отобран и измельчен сравнительно большой фрагмент ЖМК массой около 10 г. Образовавшийся порошок тщательно перемешан и примерно 2 г (табл. 1) было использовано в качестве навески при изотопном анализе гелия. Процедура измельчения использована также при приготовлении навески стекловатого базальта. Результаты измерений и ошибки приведены в табл. 1, а температурные зависимости концентраций в нормированных координатах на рис. 1.

Из рисунка видно, что максимальное выделение изотопа  $^4\text{He}$  из ЖМК происходит в интервале температур  $400$ – $600^\circ\text{C}$ , а максимальное выделение изотопа  $^3\text{He}$  при существенно более высокой температуре  $800^\circ\text{C}$ . Полученный результат бесprecedентен, так как показывает не только то, что температуры максимумов выделения изотопов одного и того же инертного газа существенно не совпадают, но и то, что легкий и более подвижный изотоп выделяется не при низкой по отноше-

**Таблица 1.** Результаты изотопных анализов гелия в образцах ЖМК и базальта

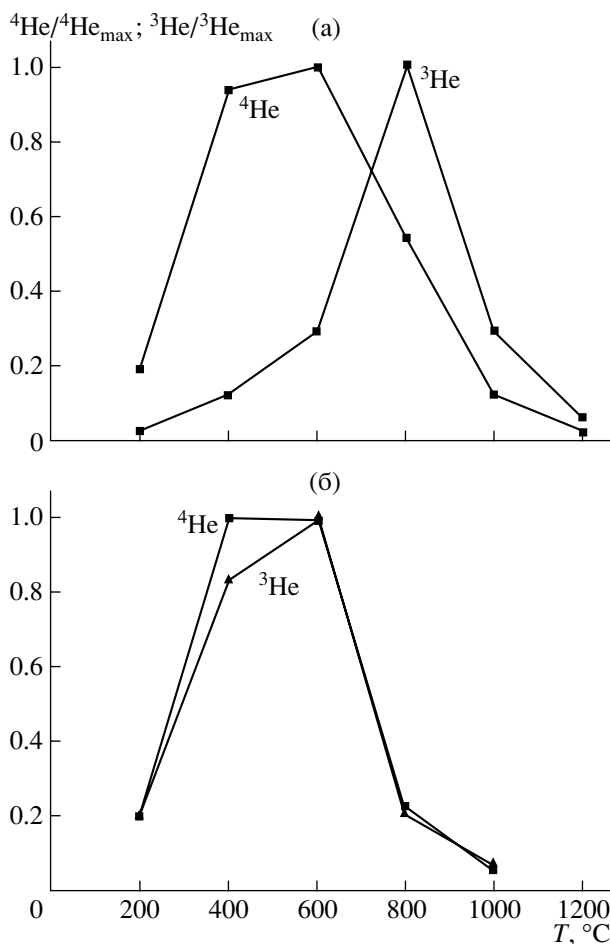
T, °C	ЖМК, навеска 1.96 г			Базальт, навеска 0.817 г		
	$^4\text{He} \cdot 10^6, \text{см}^3/\text{г}$	$^3\text{He} \cdot 10^{12}, \text{см}^3/\text{г}$	$(^3\text{He}/^4\text{He}) \cdot 10^5$	$^4\text{He} \cdot 10^6, \text{см}^3/\text{г}$	$^3\text{He} \cdot 10^{12}, \text{см}^3/\text{г}$	$(^3\text{He}/^4\text{He}) \cdot 10^5$
200	$0.016 \pm 0.002$	$0.08 \pm 0.08$	$0.516 \pm 0.052$	$0.33 \pm 0.03$	$2.81 \pm 0.28$	$0.85 \pm 0.06$
400	$0.078 \pm 0.008$	$0.407 \pm 0.041$	$0.522 \pm 0.036$	$1.67 \pm 0.16$	$11.7 \pm 1.2$	$0.70 \pm 0.05$
600	$0.082 \pm 0.008$	$0.971 \pm 0.097$	$1.18 \pm 0.08$	$1.67 \pm 0.16$	$14.1 \pm 1.4$	$0.845 \pm 0.06$
800	$0.046 \pm 0.004$	$3.367 \pm 0.330$	$7.32 \pm 0.51$	$0.39 \pm 0.04$	$2.9 \pm 0.3$	$0.755 \pm 0.075$
1000	$0.010 \pm 0.001$	$0.990 \pm 0.090$	$9.90 \pm 0.07$	$0.089 \pm 0.009$	$1.0 \pm 0.1$	$1.10 \pm 0.11$
1200	$0.0022 \pm 0.0005$	$0.21 \pm 0.05$	$9.55 \pm 2.2$	$\leq 0.05$	$\leq 0.04$	
Сумма	$0.234 \pm 0.023$	$6.026 \pm 0.6$	$2.57 \pm 0.25$	$4.15 \pm 0.41$	$32.48 \pm 0.33$	$0.78 \pm 0.08$

нию к  $^4\text{He}$  и даже не при той же самой, а при более высокой температуре. Анализ возможных причин изотопного температурного эффекта приводит к единственно возможному объяснению. Но-

сителями основных количеств изотопов  $^4\text{He}$  и  $^3\text{He}$  в конкрециях являются различные по своей природе материалы: носителем  $^4\text{He}$  – терригенный компонент, не испытывавший перед вхождением в осадочную породу теплового нагрева, а носителем  $^3\text{He}$  – космический компонент – космическая пыль, вошедшая с космической скоростью (12–72 км/с) в атмосферу [12] и прогретая в результате торможения в ней до температуры  $<800^\circ\text{C}$ .

Для сравнения на рис. 1б приведена температурная зависимость выделения изотопов  $^4\text{He}$  и  $^3\text{He}$  из тихоокеанского стекловатого базальта также с высоким изотопным отношением  $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 10^{-5}$ , все вещество которого имеет одинаковую тепловую историю. Из рисунка видно, что оба гелиевых изотопа выделяются практически синхронно и имеют максимумы в интервале температур 400–600°C, как и изотоп  $^4\text{He}$  в образце конкреции. Причем формы кривых газовой выделенности изотопа  $^4\text{He}$  в обоих случаях очень похожи: некоторое заметное различие прослеживается только в области температуры  $T = 800^\circ\text{C}$ . Вероятнее всего, это подчеркивает тот факт, что одновременно с изотопом  $^3\text{He}$  космическая пыль транспортирует в осадочные породы и некоторое количество изотопа  $^4\text{He}$ , температурный максимум которого (не выраженный отчетливо на рис. 1а) совпадает с максимумом изотопа  $^3\text{He}$  при температуре  $800^\circ\text{C}$ . Кроме того, сравнение графиков для изотопа  $^3\text{He}$  на рис. 1а и 1б указывает на их разительное отличие, что позволяет сделать вывод об отсутствии заметного вклада мантийного  $^3\text{He}$  в общее содержание этого изотопа в веществе железо-марганцевой конкреции.

На рис. 2 приведены графики изменения величин изотопных отношений гелия в ЖМК и стекловатом базальте, демонстрирующие существенное различие в поведении этих параметров: в конкреции отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  возрастает с ростом температуры и достигает рекордно большой для осадочной породы величины  $10^{-4}$ , что только в



**Рис. 1.** Вариации концентраций изотопов гелия в нормированных координатах в зависимости от температуры нагрева образцов  $T$  в столбчатой шкале Цельсия. а – тихоокеанская железо-марганцевая конкреция; б – тихоокеанский стекловатый базальт.

4 раза меньше солнечного значения [7]. Некоторое падение величины отношения при максимальной температуре 1200°C, вероятнее всего, связано с ошибкой определения малого количества гелия, выделившегося при этой температуре. Можно считать, что в первом приближении величина отношения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  в базальте остается постоянной и слабо зависит от температуры нагрева образца. Этот результат является еще одним свидетельством различия в источниках  ${}^3\text{He}$  в конкреции и базальте.

Однако возникает вопрос, не могут ли океанические осадочные породы, обогащенные изотопом  ${}^3\text{He}$ , вовлекаемые в конвективные движения мантийного вещества в зонах субдукции литосферных плит, явиться источником мантийного  ${}^3\text{He}$ , обогащающего радиогенный  ${}^4\text{He}$ , что приводит к изотопному составу мантийного гелия с высоким значением отношения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ .

Существующие данные об изотопном составе мантийного гелия, содержащегося в газах гидротерм и вулканических газов вплоть до  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 5 \cdot 10^{-5}$  [7, 13], и данные об изотопном составе мантийного гелия, захваченного природными алмазами вплоть до  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 10^{-4}$  [14], а также концентрация мантийного изотопа  ${}^3\text{He}$  в океанических базальтах вплоть до  ${}^3\text{He} 5 \cdot 10^{-10} \text{ см}^3/\text{г}$  [1, 2] существенно больше, чем в осадочных породах, не могут быть объяснимы с позиции погружения осадочных пород в мантию в зонах субдукции. Эти величины, исходно меньшие в осадочных породах [3, 5], должны дополнительно уменьшаться за счет смешения с большим объемом мантийного вещества, содержащего исходно только радиогенный  ${}^4\text{He}$  [7]. Таким образом, эффект погружения играет подчиненную роль, и изотопный состав гелия мантии определяется реликтом древнего солнечного гелия и радиогенным гелием.

Рассмотрим возможный вклад изотопов  ${}^3\text{He}$  в изотопный состав гелия конкреций, образующихся в нейтронно индуцированной реакции на литии  ${}^6\text{Li}(n, {}^4\text{He}){}^3\text{H} \xrightarrow{12.3 \text{ лет}} {}^3\text{He}$ , где  ${}^3\text{H}$  – тритий. Согласно экспериментальным данным, средняя концентрация лития в тихоокеанских конкрециях составляет величину  $120 \cdot 10^{-6} \text{ г/г}$  [9] при концентрации  $\text{U} 12.3 \cdot 10^{-6} \text{ г/г}$  и отношением  $\text{Th}/\text{U} \approx 3.5$  [15]. В этом случае в соответствии с данными работы [8] такие концентрации  $\text{U}$  и  $\text{Th}$  обеспечивают в глинах поток нейтронов  $f_n = 15.6 \cdot 10^{-5} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ . Принимая и для ЖМК этот поток нейтронов, можно найти скорость  $r_n$  генерации изотопа  ${}^3\text{He}$  в ЖМК по формуле  $r_n = f_n s k \text{Li}$ , где  $s = 942 \cdot 10^{-24} \text{ см}^2$  – сечение ядерной реакции на литии,  $k = 0.075$  – концентрация изотопа  ${}^6\text{Li}$  в литии,  $\text{Li}$  – концентрация лития.

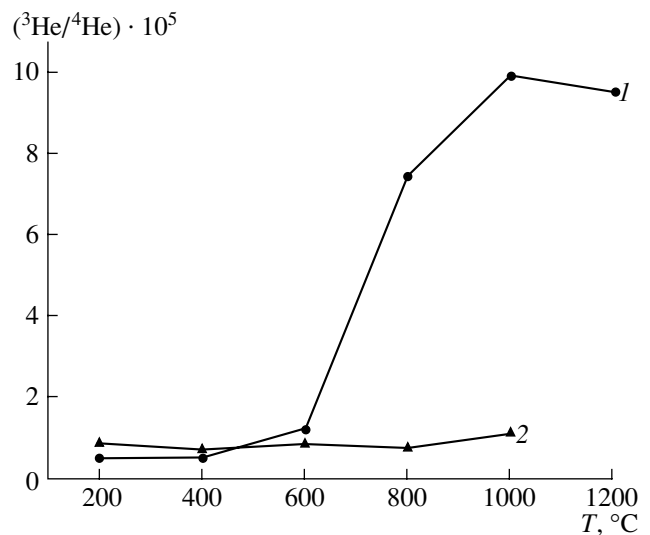


Рис. 2. Вариации изотопных отношений  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  в зависимости от температуры  $T$  нагрева образцов. 1 – конкреция; 2 – базальт.

Подставляя все величины в формулу для  $r_n$  в согласованных размерностях, получим скорость генерации изотопа  ${}^3\text{He}$   $r_n = 10^{-7} \text{ ат/г} \cdot \text{с}$ , или  $3.5 \text{ ат/г} \cdot \text{год}$ . Типичный возраст глубоководных железо-марганцевых конкреций составляет величину  $10^4$  лет [5]. Тогда количество накопленного  ${}^3\text{He}$  в конкреции при его стопроцентной сохранности составит величину  ${}^3\text{He}_n = 1.3 \cdot 10^{-15} \text{ см}^3/\text{г}$ , что в  $10^3$ – $10^4$  раз меньше наблюдаемых значений (см. табл. 1 и [5]). Таким образом, при типичных величинах концентрации радиоактивных изотопов и лития в конкрециях вклад радиогенного  ${}^3\text{He}$  очень невелик и им можно пренебречь.

Проведенные эксперименты и анализ показали, что изотоп  ${}^3\text{He}$  в океанической ЖМК имеет космическое (солнечное) происхождение, так как поставляется космической пылью и является ярким индикатором присутствия космической пыли в осадочных породах. Получено также, что вклад радиогенного  ${}^3\text{He}$ , образующегося в нейтронно индуцированных ядерных реакциях на литии, невелик и может не приниматься во внимание. Эти результаты важны, так как открывают возможность изучения космической пыли в лабораторных условиях, а также возможность использования потока космической пыли для датировки осадочных пород. Получено также, что прогрев космических пылинок – носителей изотопа  ${}^3\text{He}$  – в результате торможения в земной атмосфере не превосходит 800°C. Тяжелый изотоп  ${}^4\text{He}$ , как показывает анализ, связан в основном с терригенной составляющей в осадочной породе и может являться индикатором потока терригенного материала.

Получены также дополнительные доказательства того, что обогащение мантийного гелия изотопом  $^3\text{He}$  связано с присутствием в мантии реликтового солнечного гелия, вовлеченного в процесс аккреции Земли  $4.6 \cdot 10^9$  лет назад. Ключевым исследованием в определении природы и происхождения изотопов гелия в океанических породах явились температурные зависимости концентраций и изотопных отношений гелия.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ануфриев Г.С., Крылов А.Я., Болтенков Б.С. // ДАН. 1978. Т. 241. № 6. С. 1424–1427.
2. Ozima M., Zashu S. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62. № 1. P. 24–40.
3. Крылов А.Я., Мамырин Б.А., Силин Ю.И., Хабарин Л.В. // Геохимия. 1973. № 2. С. 284–288.
4. Sano Yu., Toyoda K., Wakita H. // Nature. 1985. V. 317. № 6037. P. 518–520.
5. Ануфриев Г.С., Болтенков Б.С. // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 5. С. 552–560.
6. Ануфриев Г.С., Крылов А.Я. В кн.: Космохимия метеоритов, Луны и планет. Киев: Наук. думка, 1980. С. 80–104.
7. Ануфриев Г.С. // Изв. АН СССР. 1981. Т. 45. № 4. С. 539–546.
8. Lal D. // Chem. Geol. Isotope Geosci. Sect. 1987. V. 66. № 1. P. 89–98.
9. Батулин Г.И. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 328 с.
10. Ануфриев Г.С. В сб.: I Рос. конф. по изотопной геохронологии: Тез. докл. М., 2000. С. 31–33.
11. Андреев С.И. Металлогения железомарганцевых образований Тихого океана. СПб.: Недра, 1994. 192 с.
12. Бронштэн В.А. Физика метеорных явлений. М.: Наука, 1981. 416 с.
13. Ануфриев Г.С. В кн.: Современные данные изотопной геохимии и космохимии. Л.: Наука, 1985. С. 43–71.
14. Honda M., Reynolds J.H., Roedder E., Epstein S. // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № B12. P. 12507–12521.
15. Волков И.И. В кн.: Геохимия донных осадков. Сер. Океанология. М.: Наука, 1979. Т. 2. С. 414–467.