

Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза)

Б. Г. Поляк

Геологический институт РАН (ГИН РАН)

Аннотация. Обобщены результаты изучения изотопного состава гелия в подземных флюидах Байкало-Монгольского региона за последнюю четверть XX века. Приведены результаты определения отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = R$ в 139 пробах флюидной газовой фазы, взятых в 104 пунктах Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и прилегающих структур. Значения R лежат в диапазоне величин от 1×10^{-8} (свойственных коровому радиогенному гелию) до $1,1 \times 10^{-5}$ (близких к характерным для резервуара MORB). Неоднократное опробование некоторых пунктов в течение более 20 лет показало устойчивость изотопного состава гелия во времени в каждом из них при любом уровне значений R . Нет и систематических различий R в пробах из поверхностных источников и разноглубинных интервалов буровых скважин в тех же районах. Универсальной зависимости между изотопным составом гелия и общим составом газовой фазы тоже нет, но минимальные значения R встречаются в метановых газах углеводородных залежей, тогда как в азотных и углекислых газах состав гелия разнообразнее (в последних отмечены максимальные значения R). По соотношению $\text{N}_2/\text{Ar}_{\text{атм}}$ азотные газы – атмосферные. В углекислых газах соотношение $f\text{N}_2/f\text{Ne}$ указывает на присутствие избыточного (неатмосферного) азота, но отношение $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ иное, чем в MORB. Сопоставление изотопного состава гелия с его концентрацией и составом главных компонентов газовой фазы флюидов показывает, что она формируется под влиянием процессов фракционирования разнорастворимых компонентов в системе газ–вода и генерации/потребления химически активных газов в коре. Структурно-тектонические элементы региона отличаются по спектру значений R . На дориффейской Сибирской платформе среднее значение $R = (3,6 \pm 0,9) \times 10^{-8}$ практически совпадает с каноническим радиогенным. В палеозойской коре Хангая это значение $R = (16,3 \pm 4,6) \times 10^{-8}$, а наиболее вероятная оценка – $(12,3 \pm 2,9) \times 10^{-8}$. В охваченных Мз-Кз активизацией структурах восточного фланга БРЗ (Хэнтей, Даурия) значения R варьируют от $4,4 \times 10^{-8}$ до $2,14 \times 10^{-6}$ и составляют в среднем $0,94 \times 10^{-6}$. Распределение значений R вкосте простирания БРЗ указывает на разгрузку тепломассопотока из мантии не только в рифтовой зоне, но и намного восточнее. Во флюидах БРЗ спектр значений R максимально широк: от $4,9 \times 10^{-8}$ до $1,1 \times 10^{-5}$. Их вариации вдоль простирания рифтовой зоны подчиняются четкой закономерности, заключающейся в убывании величин R в обоих направлениях от Тункинской впадины. Сопровождаясь уменьшением плотности кондуктивного теплового потока и размеров рифтовых впадин, этот тренд указывает на падение интенсивности разгрузки тепломассопотока из мантии к периферическим отрезкам рифтовой зоны. Сопоставление этого тренда с данными по другим континентальным рифтовым зонам и срединно-океаническим хребтам приводит к заключению о принципиальном различии механизмов взаимодействия коры и мантии в этих обстановках.

1. Введение

©2000 Российский журнал наук о Земле.

Статья N RJE00036.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 15 декабря 1998.
URL: <http://eos.wdcb.ru/rjes/v03/RJE00036/RJE00036.htm>

Связь континентального рифтогенеза с активностью мантии является общепризнанной. Но механизм этой связи все еще остается дискуссионным.

При определении первопричины возникновения континентальных рифтов и, в частности, Байкальского, встает та же дилемма, которая была так четко сформулирована В. Е. Хайным применительно к развитию всего Центрально-Азиатского горного пояса: “коллизия или мантийный диапиризм”? [Хайн, 1990]. Новый свет на эту проблему проливают данные об изотопном составе гелия в свободно циркулирующих подземных флюидах.

Известно, что в первозданном гелии, составляющем около 23% массы Вселенной и захваченном Землей при аккреции, отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = R \sim 10^{-4}$ на четыре порядка величины выше, чем в гелии, образующемся в обычных земных породах при радиоактивном распаде U и Th (каноническим радиоогенным считается типичное для древней земной коры значение $R_{\text{кор}} \approx 2 \times 10^{-8}$), тогда как в атмосфере это отношение имеет промежуточное значение $R_a = 1,4 \times 10^{-6}$ (см. сводку [Мамырин, Толстихин, 1981]). В газах же многих действующих вулканов, термоминеральных источников суши, подводных гидротерм срединно-океанических хребтов и других объектов, связываемых с дифференциацией и дегазацией мантии, были измерены более высокие, чем в атмосфере, значения R – порядка $\sim 10^{-5}$, однозначно указывающие на то, что в мантии еще сохранились остатки первозданного гелия (см. ту же сводку). Поэтому изотопный состав гелия – исключительно чувствительный индикатор проникновения мантийных дериватов в верхние горизонты литосферы.

Впервые мантийный гелий с R до $1,2 \times 10^{-5}$ был обнаружен в газах Курильской островной дуги [Мамырин и др., 1969] и почти одновременно следы его были найдены в океанической воде в районе желоба Кермадек [Clarke et al., 1969]. После этого начались поиски его в тектонически мобильных структурах других типов, увенчавшиеся находками еще более высоких значений R – до $3,5 \times 10^{-5}$ в гидротермах Исландии [Кононов и др., 1974] и $2,1 \times 10^{-5}$ в газах гавайского вулкана Килауеа [Craig and Lupton, 1976]. Как стало ясно позднее, такие высокие отношения характеризуют горячие пятна (“hot spots”) в понимании У. Моргана [Morgan, 1972] – плюмы из нижней, недеплетированной мантии, тогда как в верхней мантии, или резервуаре MORB, они, как теперь известно, в среднем составляют $(1,15 \pm 0,1) \times 10^{-5}$ [Marty and Tolstikhin, 1998]. Интерес вызывали и такие специфические мобильные структуры, как континентальные рифты, из которых первым объектом изотопно-гелиевых исследований стал именно Байкальский. Здесь в газах термоминеральных вод Тункинской впадины были измерены величины R до $0,89 \times 10^{-5}$ [Ломоносов и др., 1976], которые после коррекции на небольшую контаминацию этих газов

воздухом достигают $1,12 \times 10^{-5}$. Такие значения практически совпадают с типичными для резервуара MORB.

Это стимулировало дальнейшее изучение изотопов гелия в газах как самой Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), так и в прилегающих районах России и Монголии. Экспедиционные исследования для опробования подземных флюидов велись здесь с 1975 по 1995 г., главным образом, сотрудниками Геологического института РАН (Москва) под руководством автора настоящей работы с участием В. И. Кононова, С. В. Козловцевой, М. Д. Хуторского, В. Ю. Лаврушина, Н. А. Лукиной и Института земной коры СО РАН (Иркутск) под руководством Е. В. Пиннекера с участием Б. И. Писарского, С. Е. Павловой, В. С. Лепина, Б. О. Шкандрия. Несколько проб из термоминеральных источников Забайкалья были собраны в начале 1970-х годов Н. Е. Елмановой. Масс-спектрометрические определения изотопного состава гелия и других инертных газов выполнялись в лабораториях Физико-технического института РАН им. Иоффе, Всесоюзного нефтяного геолого-разведочного института (оба – Санкт-Петербург) и Геологического института Кольского научного центра РАН (Апатиты) с участием И. Н. Толстихина, И. Л. Каменского, Э. М. Прасолова, Б. А. Мамырина и Л. В. Хабарина. Результаты этих исследований частично уже были изложены в ряде публикаций [Лаврушин и др., 1999; Лысак, Писарский, 1999; Пиннекер и др., 1995; Поляк и др., 1992, 1994, 1998; Прасолов и др., 1984; Хуторской и др., 1991; Pinneker et al., 1995].

Целью данной работы является обобщение этих результатов с целью создания общей картины распределения изотопов гелия в разнообразных подземных флюидах региона, выяснения его связи с геохимической спецификой флюидов и поиска закономерностей в вариациях R вдоль и поперек простирания континентального рифта.

2. Характеристика материала и предпосылки его интерпретации

2.1. Типы и количество образцов

Результаты всех определений R в свободно циркулирующих флюидах БРЗ и прилегающих районов сведены в табл. 1. Такие флюиды – благоприятный объект для региональных исследований состава земного гелия, в отличие от пород и минералов. В этих последних изотопный состав гелия исключительно разнообразен из-за различий в их происхождении, составе и структуре, определяющей их возможность удерживать захваченный гелий. Но в конечном счете, как уже давно известно [Герлинг,

1957], он из них выделяется, так что в породах содержится всегда меньше гелия, чем должно было образоваться при их возрасте и содержании материнских элементов – U и Th, а также Li, облучение которого тепловыми нейтронами продуцирует ^3He . В свободно циркулирующих подземных флюидах, куда переходит гелий из пород, его изотопный состав естественным образом осредняется – в соответствии с вкладом из всех источников – и в гидравлически взаимосвязанных водоносных системах становится квазипостоянной региональной характеристикой данного геоблока. Разделяемое многими исследователями традиционное представление о выносе гелия из мантии автономными потоками летучих компонентов опровергается корреляцией изотопных составов атмосферного гелия и литофильного стронция, выявленной в продуктах новейшей вулканической и гидротермальной деятельности [Поляк и др., 1979а].

Исследованные флюиды представляют собой минеральные воды, а на Сибирской платформе – главным образом, углеводородные залежи. Воды разделяются по температуре на термальные (с температурой воды на выходе выше климатической среднегодовой) и холодные, а по главному компоненту газовой фазы – на азотные, углекислые и метановые. Азотные, с температурой до 84° [Ломоносов и др., 1977], встречаются как на платформе, так и в БРЗ, где они, как и в Монголии, преобладают. Однако в БРЗ есть и углекислые воды – в восточной части Тункинской впадины на участке проявления четвертичного вулканизма. Здесь в известном источнике Аршан их температура составляет 8°C , но в соседней скважине № 39 на глубине 750 м достигает 43°C . Такие же воды преобладают на восточном фланге зоны (в Даурии и Хэнтэй-Керуленской зоне).

В некоторых очагах разгрузки термоминеральных флюидов их температура, дебит и состав газовой фазы меняются во времени. Эти изменения провоцируются, по-видимому, геодинамическими импульсами. Так, после землетрясения 30.06.1995 в Тункинской впадине с магнитудой 7 баллов температура воды в скв. Жемчуг Г-1 увеличилась примерно на $5\text{--}10^\circ\text{C}$ [Лаврушин и др., 1999]. В забайкальском ист. Копчагир дебит воды при опробовании в 1995 г. оказался меньше, чем 4–5 лет назад, упал газовый фактор (барбатирование газа приобрело спорадический характер, тогда как прежде было постоянным и интенсивным), и изменился состав выделяющегося газа: в пробе 1995 г. были измерены концентрации CO_2 , N_2 и Ar соответственно 74,5; 25,3 и 2,3% об. [Лаврушин и др., 1999], тогда как в 1947 г., по данным Карасевой [1980], они были равны 91,4; 6,9 и 1,3% об. Вероятнее всего, рост концентраций N_2 и Ar в газовой фазе отражает не увеличение их содержания в общей массе флюида, а уменьшение в ней

и, соответственно, в спонтанно выделяющемся газе количества углекислоты.

Основная часть исследованных образцов представляет собой свободные газы, выделяющиеся из флюидов при их разгрузке на дневную поверхность через естественные источники или буровые скважины. В экспедиционных исследованиях ИЗК СО РАН отбирались также водорастворенные газы [Pinneker et al., 1995], а часть проб, взятых в прилегающих к БРЗ районах Сибирской платформы, характеризует нефтерастворенные газы. Техника опробования освещена в цитированных выше работах. Методика масс-спектрометрического анализа описана в тех же работах и других публикациях [Каменский и др., 1976; Толстихин и др., 1991; Kamenskii et al., 1990 и др.], так что эти аспекты исследований в данной статье не рассматриваются. Всего было проанализировано 139 проб, отобранных в 104 различных пунктах исследованного региона.

2.2. Введение поправок в результаты измерений

В пробах, взятых сотрудниками ГИН РАН, как правило, определялись значения R , концентрации He, Ne и Ar, изотопный состав последнего, а также величина отношения $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$. Это позволяло учесть контаминацию глубинных газов атмосферным воздухом, т.е. определить в пробе содержание атмосферного гелия и ввести в результаты измерений (обозначенные ниже индексом “изм”) соответствующую поправку. Истинная величина R в глубинном газе, $R_{\text{испр}}$, определяется из соотношения:

$$R_{\text{испр}} = \{ R_{\text{изм}}(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{изм}} - R_{\text{атм}}(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{атм}} \} / \{ (^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{изм}} - (^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{атм}} \}$$

в предположении, что весь неон в образце атмосферный. Это наиболее точная поправка, так как сходство растворимости He и Ne исключает их масштабное фракционирование при выделении из флюида в свободную газовую фазу. Если отношение $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ в образце не измерялось, но определялись концентрация и изотопный состав аргона, $\text{Ar}_{\text{обр}}$ и $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{изм}}$ соответственно, то, следуя Прасолову [1990], с использованием хорошо известного атмосферного значения отношения $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{атм}} = 295,6$ вычислялось содержание воздушного ^{40}Ar :

$$^{40}\text{Ar}_{\text{атм}} \approx \{ (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{атм}} / (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{изм}} \} \times \text{Ar}_{\text{обр}},$$

что позволяло найти содержание воздушного гелия и ввести соответствующую поправку, несколько менее надежную из-за разницы растворимостей Ar и He.

Таблица 1. Изотопно-геохимические характеристики газовой фазы подземных флюидов Байкало-Монгольского региона

Координаты		Объект опробования	Дата отбора пробы	Глубина отбора пробы, м	Т, °С	He (He+Ne)	Ne	Ar	$^3\text{He}/^4\text{He}$, 10^{-8} (испр)	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ (He/Ne)	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	Тип газа	Ист. свед. *)
сев. ш.	вост. д.												
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
		СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА											
		Иркутский амфитеатр											
53°55'	104°33'	Христофоровская разв. пл., скв. 12	<1976	1150		(480)		2000	4,2			CH ₄	1
55°08'	105°13'	Грузновская разв. пл., скв.	<1976	2680		(2500)		440	1,0			CH ₄	1
53°50'	103°50'	Шамановская разв. пл., скв.	<1976	2460		(2800)		460	1,8			CH ₄	1
53°31'	103°39'	Бильчирская разв. пл., скв.	<1976	2280		(1920)		390	2,5			(CH ₄)	1
53°40'	102°46'	Ново-Нукутская разв. пл., скв.	<1976	450		(790)		1500	5,9			(CH ₄)	1
53°43'	102°50'	Нукутская разв. пл., скв.	<1976	430		(170)		11000	3,0			N ₂	1
53°22'	103°59'	Осинская разв. пл., скв. Р-1	<1976	1650	13	(530)		990	3,5			(CH ₄)	1
53°17'	104°06'	Парфеновская разв. пл., скв. Р-3	<1976	2400	35	(2460)		960	2,3			(CH ₄)	1
52°18'	104°15'	Санат. Ангара (Иркутск), скв. 223	1995	982	15	2011	19,8	13710	3,7	110,5	297,7	N ₂	2
52°18'	104°15'	Санат. Ангара (Иркутск), скв. 110	<1976	700	16	(990)		15800	4,0			N ₂	1
52°37'	103°50'	г. Ангарск, скв.	<1976	400		(740)		12500	4,3			(N ₂)	1
52°24'	104°09'	ст. Батарейная, скв.	<1976	400		(320)		10700	5,5			(N ₂)	1
53°05'	105°30'	дер. Байндай, скв.	<1976	118		(770)		20800	10,0			(N ₂)	1
53°05'	102°22'	дер. Голуметь, скв.	<1976	60		(310)		20000	5,0			(N ₂)	1
		скв. на профиле Анщырь-Белолярск	<1976	370		25000			2,7				1
		дер. Боровинок, скв.	<1976	152		440			2,0				1
		пос. Бухтумыр, скв.	<1976			350			2,0				1
		Непский свод											
56°33'	102°16'	Братская разв. пл., скв.	<1976	3020		2000			6,5			(CH ₄)	3
57°13'	106°28'	Косаткинская разв. пл., скв.	<1976	2760		7500			1,2			(CH ₄)	3
58°10'	106°14'	Непская разв. пл., скв.	<1976	2600		1960			1,6			(CH ₄)	3
58°10'	105°53'	Верхне-Непская разв. пл., скв.	<1976	1300		1550			1,6			(CH ₄)	3
57°46'	107°04'	Северо-Марковская разв. пл., скв.	<1976	2600		280			1,2			(CH ₄)	3
57°46'	107°04'	Северо-Марковская разв. пл., скв.	<1976	2200		3300			10,0			(CH ₄)	3
57°55'	107°08'	Ярактинская разв. пл., скв.	<1976	2700		950		266	2,0		1673	(CH ₄)	3
56°02'	103°17'	Южная разв. пл., скв.	<1976	3150		1540			2,2			(CH ₄)	3
58°52'	102°39'	дер. Ендарма	<1976			600			2,0				3

Таблица 1. Продолжение 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
~58°30' 54°02' 58°03' ~58°15' ~58°15' ~58°15'	~107°00' 100°00' 109°28' ~108°00' ~108°00' ~107°00'	2,5 км от устья р. Иса, ист. Карасайская разв. пл., скв. р. Лена, 4,5 км от устья р. Чай, ист. р. Непа, ист. 1 р. Непа, ист. 2 р. Зенан, ист.	<1976 <1976 <1976 <1976 <1976 <1976	0 1180 0 0 0 0		350 4250 310 27000 300 2100			2,5 12,0 2,5 10,0 5,2 2,5				3 3 3 3 3 3
		Байкало-Хубсугульская рифтовая зона											
		Верхне-Чарская впадина											
~56°54' ~56°51'	~118°15' ~118°12'	ист. Верхне-Чарский 2, ванна ист. Луктур	1984 1984	0 0		(14200) (22000)		12000 16000	9,8 4,9			N ₂ (N ₂)	1, 4 1, 4
		Удоканский хребет											
56°15' 56°15'	116°53' 117°03'	ист. Плогинный ист. Травертиновый	<1995 <1995	0 0					5,0 17,0			(N ₂) (N ₂)	5, 6 5, 6
		Северо-Муйский хребет											
56°16' 56°11' 56°06'	113°38' 113°35' 113°41'	ист. Итыкитский ист. Северо-Муйский (штольня туннеля) ист. Окусиканский	<1995 <1995 <1995	0 0					18,0 18,0 8,0			(N ₂) (N ₂) (N ₂)	6 5, 6 6
		Верхне-Ангарская впадина											
55°57' 55°51'	110°33' 111°12'	ист. Джелинда ист. Иркана	<1995 1984	0 0		2450	9,66		18,0 50	279	301	(N ₂) (N ₂)	6 7
		Северо-Байкальская впадина											
54°22' 55°30' 55°24' 55°24' 55°03' 53°40' 53°45'	109°31' 109°57' 109°57' 109°57' 109°04' 108°59' 109°00'	ист. Давинский ист. Фролихинский ист. Хакусский ист. Хакусский ист. Котельниковский ист. Кулиных болот ист. Змеинный	1975 1975 1975 1994 1975 1975 1975	0 0 0 0 0 0 0	45 36 46 46 64 26 46	(190) (780) (720) (4100) (100) (500)		17000 14200 12000 17800 17600 14000	45 15,0 19,0 18,0 5,0 18,0 40		47,06	N ₂ N ₂ N ₂ N ₂ N ₂ N ₂ N ₂	1 1 1 8 1 1 1

Таблица 1. Продолжение 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
53°37' 55°42'	109°22' 109°05'	ист. Гнилой ист. Солнечный Северо-Байкальская впадина, вода озера	<1995 <1995 1982	0 0 920			(160)	8740	72 8,0 20			(N ₂) (N ₂)	6 5 9
Средне-Байкальская впадина													
52°58'	108°18'	ист. Горячинский	1972	0	54	(820)			41			(N ₂)	1, 3
52°58'	108°18'	ист. Горячинский	1975	0	54	(750)			42			(N ₂)	1
52°58'	108°18'	ист. Горячинский	1976	0		(629)			55			(N ₂)	3
52°58'	108°18'	ист. Горячинский	1984	0	54	(1050)		10500	56			(N ₂)	1, 10
52°31'	107°14'	пл. Сухая Зага	1975		27	(290)			45			(N ₂)	1
52°31'	107°14'	пл. Сухая Зага	1984		27	(320)		1900	85			(N ₂)	1
52°31'	107°14'	пл. Сухая Зага, скв.							100			(N ₂)	6
		Средне-Байкальская впадина, вода озера	1982	735		(80)		3580	22				9
		Средне-Байкальская впадина, вода озера	1982	675		(80)		9500	24				9
Южно-Байкальская впадина													
51°45'	105°50'	ист. Святой Ключ Южно-Байкальская впадина, вода озера Южно-Байкальская впадина, вода озера	1982 1982	0 1200 1260		(50) (50)		8980 9340	300 102 115			(N ₂)	6 9 9
Тункинская впадина													
51°37'	102°23'	пл. Жемчуг, скв. Р-1	1973	728-864	38	2420		3108	1120		410	CH ₄	11
51°37'	102°23'	пл. Жемчуг, скв. Р-1	1985		38	2600		2400	≥850			CH ₄	1
51°37'	102°23'	пл. Жемчуг, скв. Г-1	1995		54	430	0,64	809	800	742	322,5	CO ₂	2
51°37'	102°23'	пл. Жемчуг, скв. 2	<1995						620				6
51°37'	102°23'	пл. Жемчуг, скв.1	<1995						745				6
51°54'	102°28'	кур. Аршан, ист. Глазной	1975	0	8	(210)		2300	1100			CO ₂	1
51°54'	102°28'	кур. Аршан, ист. Глазной	1983	0	8	506	3,43		860	162	303	CO ₂	2, 7
51°54'	102°28'	кур. Аршан, ист. Глазной	1995	0	9,5	1176	4,1	4010	994	315	307,5	CO ₂	2
51°54'	102°28'	кур. Аршан, скв. 26	1973	400-580	21	50		4213	950		315	CO ₂	11
51°54'	102°28'	кур. Аршан, скв. 28	1985		43	(14)		770	1000			CO ₂	1
51°54'	102°28'	кур. Аршан, скв. 39	1995	750	43	80,4	0,15	180	983,5	614,5	315,6	CO ₂	2
51°41'	101°41'	кур. Нилова Пустынь, скв.	<1995						214			N ₂	5
51°41'	101°41'	кур. Нилова Пустынь, скв.1	1973		41	30		10033	280		300	N ₂	11

Таблица 1. Продолжение 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
		Хубсугульская впадина											
50°46.5'	100°48.2'	ист. Булай	1982	0	47	5740			46			N ₂	12
50°46.5'	100°48.2'	ист. Булай	27.07.87	0	49,5				46			(N ₂)	13
51°20'	100°59.8'	ист. Чжилгэ	1982	0	6	23	19,4		30	1,27	296	N ₂	1
51°32.7'	100°25.2'	ист. Дэлгер-Булаг	1982	0	4	90	19,3		56	5,04	296	N ₂	1
49°25.5'	100°17.5'	ист. Наран-Булаг	1988	0	0,2	9	19,2		50	0,5	300	N ₂	1
51°33'	100°48'	ист. Обони	1982	0	3	9	18,9		142	0,496	296	N ₂	1
51°36.8'	100°36'	ист. Билюгэйн	1982	0	5	180	23		74	(7,8)		(N ₂)	1
50°4.2'	100°2.9'	ист. Улхэн	07.1973	0	2,8	140			290				13
50°4.2'	100°2.9'	ист. Улхэн	1982	0	2,8		22		296	(6,4)			1
		Баргузинская впадина											
54°42'	110°42'	ист. Аллинский		0					81			N ₂	6
53°26'	109°25'	ист. Гусинский	<1976	0	55	(1500)		15600	61			N ₂	1
54°59'	111°07'	ист. Умхейский	<1976	0	46	(1200)		12000	30			N ₂	1
		Баунтовская впадина											
55°07'	112°59'	ист. Баунтовский		0	48			15000	34			N ₂	1
55°07'	112°59'	ист. Баунтовский	<1976	0					25			N ₂	5
55°22'	113°30'	ист. Бусанский	<1976	0	53	(4300)		14000	16,0			N ₂	1
55°31'	113°50'	ист. Францево		0					34			(N ₂)	5
55°25'	113°35'	ист. Могойский		0					25			(N ₂)	6
		ЗАБАЙКАЛЬЕ (ДАУРИЯ)											
50°19'	110°58'	ист. Анги-Аршан	1995	0	3	3720	9,9	6970	4,4	412	298,3	CH ₄	2
51°11'	113°48'	кур. Дарасун, скв. 6/56	1984		2,4	320		500	79			CO ₂	2, 14
50°42'	110°58'	ист. Калчагир	1995	0	3,5	47	1,7	2,28	206	31	299,5	CO ₂	2
51°45'	112°58'	кур. Кука, скв. 41	1972		0,2	190			185			CO ₂	2, 14
50°39'	110°04'	ист. Модуй	1995	0	4	21	0,33	461	187	69	303,5	CO ₂	2
50°38'	110°29'	ист. Поперечный	1995	0	4	22	0,2	334	214	119	305,4	CO ₂	2
51°50'	116°40'	кур. Ургучан	1970		2	(180)			110			CO ₂	2, 14
50°38'	110°15'	кур. Ямаровка	1972		4	45	0,2	195	50			CO ₂	2, 14
50°38'	110°15'	кур. Ямаровка, скв. 15	1995		4		0,1	111	95	244	305,7	CO ₂	2
50°34'	110°54'	ист. Мергитайка	1995	0	5	0,3			141	3	296,5	(CO ₂)	2

Таблица 1. Продолжение 4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
50°15'	110°04'	ист. Куналей кур. Ямкуп, ист.	1995	0	19,5	1029	21	11200	7,4	54	295,7	N ₂	2
51°30'	118°28'		1984	0	17,5	(1400)		600	47			N ₂	2, 14
		ХЭНТЕЙ-КЕРУЛЕНСКАЯ ЗОНА											
47°20'	110°04'	ист. Даши-Чигийн	1983	0	10	230	2,56		120	98	292	CO ₂	12
47°54.1'	100°55.5'	ист. Оргил	1982	0	2-5	<20			110			CO ₂	12
47°54.1'	100°55.5'	ист. Оргил	06.04.89	0	3,5				110			CO ₂	13
47°33.5'	109°24.3'	ист. Урга	1982	0	4	<30			190			CO ₂	12
47°33.5'	109°24.3'	ист. Урга	21.08.89	0	1,5				190			CO ₂	13
46°11.5'	109°21'	ист. Дундын-Амралт	1982	0	10	2370			13,0			N ₂	12
48°45'	115°10'	ист. Минжур	1988	0	60	7	19,2		58	0,41	296	N ₂	12, 15
47°49.9'	110°6.2'	ист. Яргач	1982	0	1	240	24		27	(10,0)		N ₂	12
47°06'	109°06'	ист. Авраг	24.06.90	0	8				65			N ₂	13
47°03'	112°44'	ист. Тал-Булаг	22.06.90	0	3,4				130				13
		ХАНГАЙСКОЕ ПОДНЯТИЕ											
47°48'	97°34'	ист. Богдо-Ула	1988	0	41-54	1200	13,3		6,0	98	299	N ₂	12
46°45'	100°26'	ист. Бор-Тал	14.07.90	0	46,5				18,0			(N ₂)	13
47°45.3'	100°14.7'	ист. Чулуту	1982	0	44	9700			12,0			N ₂	12
47°45.3'	100°14.7'	ист. Чулуту	16.07.89	0	45				12,0			N ₂	13
47°05'	101°00'	ист. Гьялгар	15.07.90	0	52				21			(N ₂)	13
47°24'	101°36'	ист. Халун-Ус	1982	0	86	5490			26			N ₂	12
47°24'	101°36'	ист. Халун-Ус	11.08.78	0	35				26			N ₂	13
48°20'	98°22.2'	ист. Ходжулин	1982	0	35	2400			11,0			N ₂	12
48°20'	98°22.2'	ист. Ходжулин	13.08.78	0	45				11,0			N ₂	13
46°53.8'	102°46'	ист. Худжиртэ	1982	0	44	7220			13,0			N ₂	12
46°53.8'	102°46'	ист. Худжиртэ.	16.04.90	0	55				11,0			N ₂	13
48°15'	102°59'	ист. Хульджи	1983	0	51	3800	12,5		34	333	299	N ₂	12
48°39'	102°37'	ист. Хульджи (Сайхан-Хульдж)	23.06.90	0	51-56				30			N ₂	13
46°20'	101°13'	ист. Шаргалжуг	1983	0	90	1740	14,5		36	131	294	N ₂	12
47°39'	101°32'	ист. Шибегту	1982	0	60	3740	14,2		9,7	290	301	N ₂	12
47°39'	101°32'	ист. Шибегту	16.07.90	0	59				8,4			N ₂	13
49°15'	98°19'	ист. Тошинг		0	4				42			(N ₂)	5, 6
47°02'	102°02'	ист. Цаган-Сүмэнт	12.07.90	0	69				14,0			(N ₂)	13
		ист. Цанхар	14.07.90	0	85,5				15,0			(N ₂)	13
47°13'	99°36'	ист. Цохот	1988	0	20,5	3170	15,3		12,4	227	298	N ₂	12

Таблица 1. Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
48° 21.1'	98° 47'	ист. Заргын-Халун	1982	0	38	1010	7,05		4,9	158	297	N ₂	12
		МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ											
		Ист. Чихирт	1988	0	26	800	17,5		10,1	50,2	305	N ₂	12
		ГОБИ											
45° 44'	106° 43'	ист. Ара-Шангу	1983	0	10	252	6,6		46	42,2	293	CO ₂	12

*) 1 – Поляк и др., 1992; 2 – Лаврушин и др., 1999; 3 – коллекция Э. М. Прасолова; 4 – отбор Е. В. Пиннекера и Б. О. Шкандрия; 5 – Rinneker et al., 1995; 6 – Лысак, Писарский, 1999; 7 – отбор Н. В. Лукиной; 8 – Kirfer et al., in press; 9 – Грачев и др., 1982; 10 – отбор Г. Н. Флерова; 11 – Ломоносов и др., 1976; 12 – Поляк и др., 1994; 13 – Пиннекер и др., 1995; 14 – отбор Н. М. Елмановой; 15 – отбор А. А. Рассказова.

Величина поправки в общем случае зависит как от чистоты отбора пробы (поскольку ее контаминация атмосферным компонентом может быть следствием не только естественного смешения глубинного флюида с воздухом насыщенными метеорными водами, но и небрежности коллектора), так и от концентрации гелия в пробе, будучи существенной при низком его содержании. В большинстве исследованных образцов, в которых определялись параметры, необходимые для внесения поправки, величина ее была незначительной. Определив величину R в глубинном газе, $R_{испр}$, и задаваясь ее значениями, приписываемыми коре и мантии ($R_{кор}$ и $R_{ман}$ соответственно), можно оценить долю мантийного компонента He_M в общем количестве гелия в пробе, $He_{пр}$, из соотношения:

$$\begin{aligned} He_M/He_{пр} &= \\ &= (R_{испр} - R_{кор}) / (R_{ман} - R_{кор}) \\ &\approx (R_{испр} - R_{кор}) / R_{ман}. \end{aligned}$$

Сопоставление изотопно-гелиевых данных с другими особенностями состава исследуемых флюидов открывает новые возможности для уточнения их генезиса. Такой подход, в наиболее строгом выражении заключающийся в нормировании содержаний интересующего компонента по концентрации 3He , предлагался И. Н. Толстихиным еще на самом раннем этапе исследований [см. Polyak et al., 1976] и сегодня весьма популярен [см. например, Прасолов, Толстихин, 1987; Jenden et al., 1988]. Поэтому для использования полученных данных в геохимическом аспекте в табл. 1 указан преобладающий компонент газовой фазы изученных флюидопроявлений согласно, в основном, ранее опубликованным сводкам [Барабанов, Дислер, 1968; Иванов, 1969, 1974; Карасева, 1980; Ломоносов, 1974; Ломоносов и др., 1977; Ткачук, Толстихин, 1961; Ткачук и др., 1957], а также нашим определениям. Но для поиска закономерностей в латеральных вариациях изотопного состава гелия, помимо введения в результаты измерений рассмотренной выше поправки на контаминацию воздухом, необходимо выполнение еще двух условий.

2.3. Предпосылки интерпретации

Во-первых, надо предварительно выяснить, насколько величина R в пункте опробования устойчива во времени: если она меняется, чего можно опасаться в таких динамичных системах, как подземные флюиды (см. выше), то региональные различия могут оказаться иллюзорными. Естественно, выполнение режимных наблюдений в каждом пункте – недостижимый идеал. Тем не менее, как следует из приведенных в табл. 1 данных, неоднократное опробование некоторых пунктов в течение более 20 лет

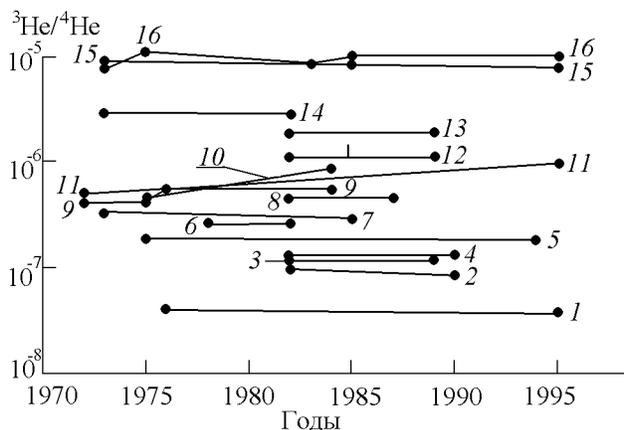


Рис. 1. Колебания отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных флюидах во времени.

Пункты опробования: 1 – санаторий Ангара, скв. (Иркутский амфитеатр), 2 – ист. Шиберту (Хангай), 3 – ист. Чулуту (Хангай), 4 – ист. Худжиртэ (Хангай), 5 – ист. Хакусский (Северо-Байкальская впадина), 6 – ист. Халун-Ус (Хангай), 7 – ист. Хульджи (Хангай), 8 – ист. Булнай (Хубсугульская впадина), 9 – ист. Горячинский (Средне-Байкальская впадина), 10 – пл. Сухая Загза, скв. (Средне-Байкальская впадина), 11 – курорт Ямаровка, скв. 110 (Забайкалье), 12 – ист. Оргыл (Хэнтей-Керуленская зона), 13 – ист. Урта (Хэнтей-Керуленская зона), 14 – ист. Улхэн (Хубсугульская впадина), 15 – пл. Жемчуг, скв. Р-1, Г-1 (Тункинская впадина), 16 – курорт Аршан, скв. 26, 28, 39, ист. Глазной (Тункинская впадина).

показало устойчивость, т.е. отсутствие пульсации изотопно-гелиевого отношения практически в каждом из них при любом уровне значений R (рис. 1). Стоит заметить, что в большинстве этих пунктов пробы в разное время отбирались разными исследователями и исследовались в разных лабораториях. Таким образом, имеющиеся данные поддерживают правомерность сравнения результатов, полученных в разных пунктах в разное время, для суждений о региональных закономерностях в распределении значений R .

Во-вторых, для той же цели следует выяснить изменчивость изотопно-гелиевого отношения о флюидах в вертикальном разрезе районов опробования. Это общее условие объективного анализа латеральных вариаций величин любого геохимического или геофизического параметра, приписываемых конкретным географическим пунктам (особенно важно соблюдать его при картировании теплового потока). Реализовать это требование удалось, естественно, только в разбуренных районах изотопно-гелиевого опробования. В пределах БРЗ к таким районам от-

носится Тункинская впадина, а в ее обрамлении – прилегающие районы Сибирской платформы. По имеющимся данным (см. табл. 1), на платформе величина R одинаково низка в газах из поверхностных источников и разных интервалов трехкилометрового разреза и никак не зависит от того, какой компонент преобладает в составе этих газов. На востоке Тункинской впадины БРЗ это отношение тоже одинаково в источниках и подземных водоносных горизонтах и также не зависит от общего состава газа, но при этом почти на три порядка выше, чем на платформе (рис. 2). Можно констатировать, что в разбуренных районах систематических различий изотопно-гелиевого отношения в вертикальном разрезе нет, так что совместный анализ результатов определения R в пробах из разных скважин и источников (последние составляют большинство в общем массиве данных) выглядит вполне оправданным.

Размещение пунктов изотопно-гелиевого опробования подземных флюидов на территории Южной Сибири и прилегающей части Монголии показано на рис. 3.

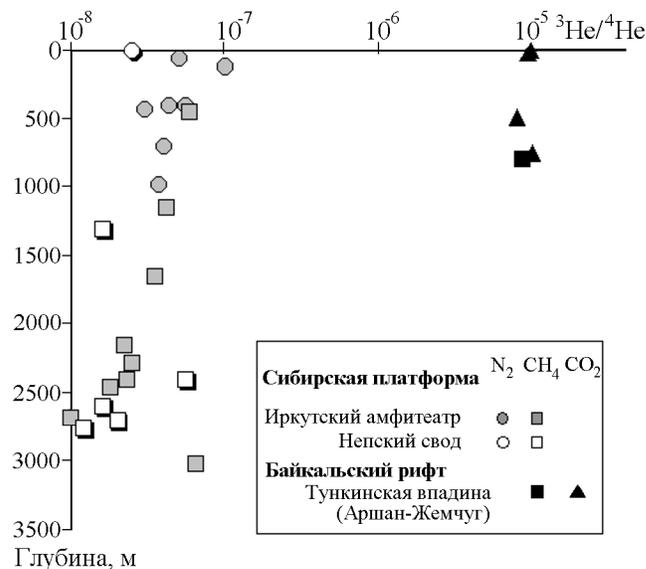


Рис. 2. Вариации отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных флюидах по глубине. Показаны структурно-тектоническая принадлежность пунктов опробования и преобладающий компонент газовой фазы (см. легенду на рисунке).

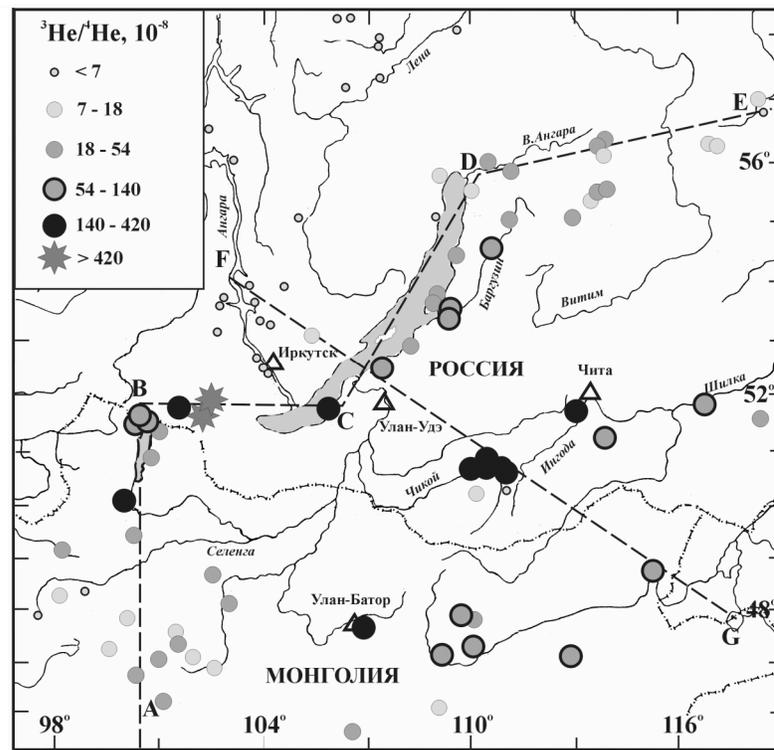


Рис. 3. Результаты изучения изотопного состава гелия в подземных флюидах Байкало-Монгольского региона. Пунктам, в которых величина отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ измерялась неоднократно или в разных объектах, пространственно совпадающих в масштабе карты, приписано ее среднее значение отраженное в системе условных знаков (см. легенду на рисунке). F-G и A-E – линии профилей (см. соответственно рис. 7 и 8).

3. Изотопы гелия и специфика подземных газов

3.1. Связь изотопного состава гелия с его концентрацией

В изученных флюидах как изотопный состав гелия, так и его концентрации весьма разнообразны. В газах Сибирской платформы почти все величины R лежат в очень узком диапазоне – $(1,0 - 6,5) \times 10^{-8}$, практически совпадая с каноническим радиогенным значением 2×10^{-8} (значения R , слегка превышающие его, могут, как установлено специальными исследованиями, быть обусловлены повышенными концентрациями Li в породах или длительной сохранностью ^3He в некоторых хемогенных осадках [Loosli *et al.*, 1995; Tolstikhin *et al.*, 1996, 1999]). На восточном фланге БРЗ – в активизированной в мезо-кайнозой Хэнтей-Керуленской зоне Монголии и ее продолжении в российском Забайкалье – спектр значений R шире: от $4,4 \times 10^{-8}$ до $2,14 \times 10^{-6}$. В газах же рифтовой зоны диапазон вариаций R предельно широк,

охватывая три порядка величины – от $4,9 \times 10^{-8}$ до $1,1 \times 10^{-5}$.

Столь же изменчива в газах исследованного региона и концентрация гелия: в большинстве случаев она колеблется от 7 до 9700 ppm. В газах Верхне-Чарской впадины и двух участков Сибирской платформы она достигает 22000–27000 ppm, а в забайкальском источнике Мергитайка опускается до 0,28 ppm. Все эти данные графически отображены на рис. 4.

На этом рисунке в расположении фигуративных точек проявляется отрицательная корреляция между величиной R и концентрацией гелия в газовой фазе флюидов. Она статистически достоверна как во всей совокупности данных, причем независимо от учета аномальных, на первый взгляд, результатов исследований забайкальского источника Мергитайка (крайняя левая точка на рис. 4), так и в сокращенной выборке, включающей только данные по БРЗ (в том числе по Тункинской впадине) и ее восточному флангу. Такая корреляция уже неоднократно отмечалась в областях молодого вулканизма, например, в

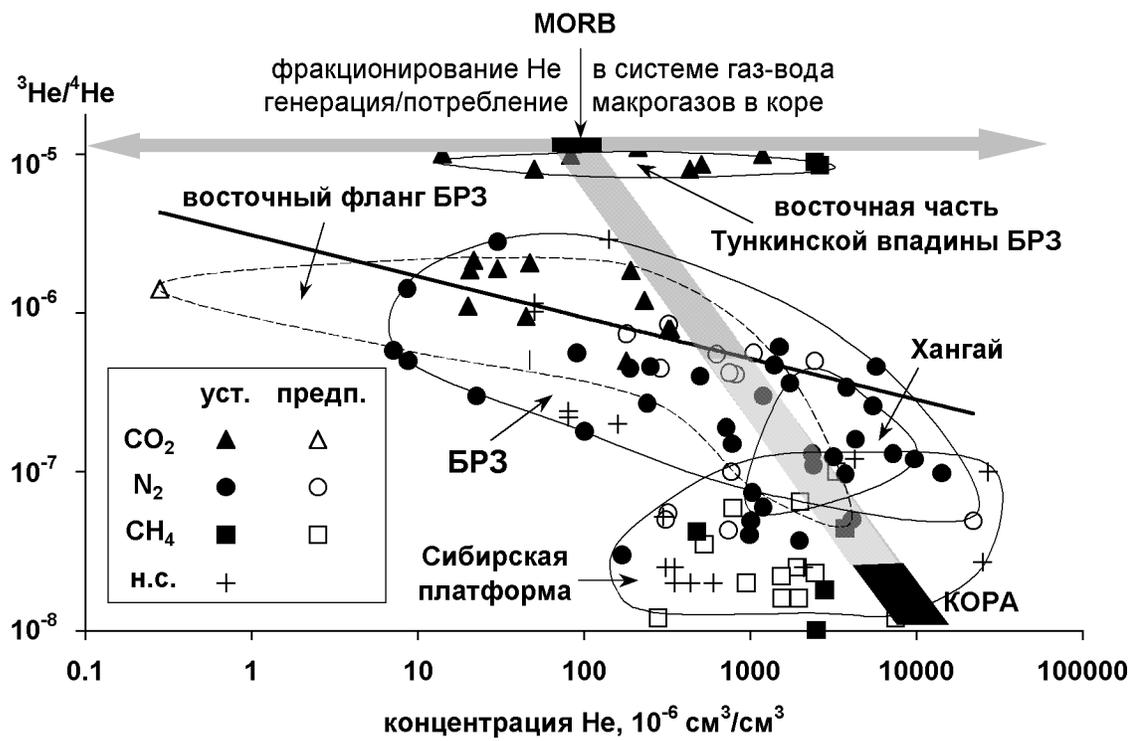


Рис. 4. Связь изотопного состава и концентрации гелия в газовой фазе подземных флюидов. Преобладающий компонент газовой фазы показан условным знаком (см. легенду на графике). В случаях отсутствия прямых данных газы углеводородных залежей Сибирской платформы условно отнесены к метановым, а вод западного Прибайкалья – к азотным). Показаны поля, характеризующие сравниваемые параметры в древней континентальной коре (“КОРА”) и базальтах срединно-океанических хребтов (“MORB”), и линия смешения газов этих резервуаров (наклонная темная полоса). Секущая ее более пологая черная линия отражает статистически достоверный тренд связи между сравниваемыми параметрами ($|r| = 0,376 > 0,26 = r_{0,05}^{\text{нач}}$ при $n = 57$) в объединенной выборке, характеризующей БРЗ и ее восточный фланг. При исключении из этой выборки данных по восточной части Тункинской впадины и источнику Мергитайка (крайняя левая точка на графике) $|r| = 0,648 \gg 0,29 = r_{0,05}^{\text{нач}}$ при $n = 46$. В общей совокупности данных ($n = 101$) корреляция так же значима ($|r| = 0,476 \gg 0,196 = r_{0,05}^{\text{нач}}$). Горизонтальные стрелки в верхней части графика характеризуют вариации концентрации гелия под влиянием внутрикоровых процессов (пояснение см. в тексте).

Транс-Мексиканском вулканическом поясе [Polyak et al., 1982], Рейнском грабене [Griesshaber et al., 1989], на Северном Кавказе [Поляк и др., 1998]. Направление этого тренда отвечает представлению о смешении двух конечных членов: мантийного, с высоким R и низкой концентрацией гелия и корового, богатого гелием с низким R . Реальность, однако сложнее, т.к. концентрация гелия в мантийном газеносителе не является исчезающе малой и в резервуаре MORB оценивается в 97 ± 30 ppm при $R_{\text{ман}} = 1,15 \times 10^{-5}$ и $\text{CO}_2/\text{He} = (0,9 \pm 0,2) \times 10^9$ [Marty and Tolstikhin, 1998]. Поэтому график смешения двух резервуаров (наклонная полоса на рис. 4) при допущении, что коровый конечный член представлен гелием с каноническим радиогенным $R_{\text{кор}} = 2 \times 10^{-8}$

без примеси других газов, проходит правее линии статистического тренда. Очевидно, что дисперсия фигуративных точек на рис. 4 по вертикали отражает смешение мантийного и корового гелия. Что же касается их разброса по горизонтали (отклонений от линии смешения двух конечных членов), то он может быть обусловлен двумя причинами.

Одна из них – фракционирование гелия и других газов в системе газ-вода из-за их разной растворимости. Смещение фигуративных точек вправо от линии смешения отражает обогащение газовой фазы плохо растворимым гелием; оно происходит как при дегазации флюидов, так и при неполном растворении в них газов, генерирующихся в коре (или поступающих в нее из мантии). Смещение же точек влево

может быть связано с тем, что исследуемые флюиды уже претерпели ранее частичную дегазацию и потеряли некоторое количество гелия.

Именно с этой причиной, скорее всего, связан разброс точек, характеризующих восточную часть Тункинской впадины. В этих пробах величины R почти одинаково близки к мантийному уровню, тогда как концентрация гелия варьирует в пределах двух порядков величины. Очень похожий субгоризонтальный тренд, но на более высоком уровне значений R , отражающем привнос гелия плюмом из недеплетированной мантии, уже был отмечен в Исландии (см. рис. 1 в [Кононов и др., 1974]).

Другая возможная причина горизонтальной дисперсии фигуративных точек – изменение концентраций главных химически активных компонентов газовой фазы, генерирующихся или расходующихся в коре (в частности, в результате образования/разложения карбонатов). В первом случае – при добавке этих компонентов в состав флюидов (абсолютное содержание гелия во флюиде при этом не меняется) – соответствующие фигуративные точки будут располагаться левее линии смещения, а во втором – правее.

Общий разброс точек на рис. 4 отражает разнообразие соотношения рассмотренных явлений в формировании подземных газов.

3.2. Изотопы гелия и формирование подземных флюидов

Сопоставление изотопного состава гелия с его концентрацией в разных газогеохимических типах флюидов помогает уточнить условия их формирования. Так, из рис. 4. видно, что между изотопно-гелиевыми характеристиками флюидов и составом главных компонентов их газовой фазы существует некоторая связь.

Азотные газы группируются в нижней половине графика. В них наблюдается разброс значений от 3×10^{-8} до $2,8 \times 10^{-6}$. Минимальные из этих значений, близкие к каноническому радиогенному, исключают участие мантийных дериватов в формировании флюидов с таким гелием. Но максимальные показывают, что в других случаях флюиды того же азотного газогеохимического типа содержат вполне отчетливую примесь мантийного гелия. Это, однако, вовсе не означает, что мантийным является и сам азот – преобладающий газ во флюидах БРЗ. Для мантии на основе модели недиссипирующей атмосферы была получена оценка $N_2/He \approx 4$ [Прасолов, 1990]. В изученных же пробах из БРЗ это отношение гораздо больше (10^2 – 10^4), исключая скольнибудь заметный вклад мантийного азота [Поляк и др., 1992]. Происхождение N_2 помогают уточнить данные о содержании и составе аргона. По расче-

там Э. М. Прасолова, величины отношения $N_2/Ar_{атм}$ в исследованных газах БРЗ и Сибирской платформы варьируют от 47 до 85, отвечая диапазону, ожидаемому для воздушных газов (37–84), и, таким образом, поддерживают традиционные представления об атмосферном происхождении азота. Лишь в Тункинской впадине, где это отношение выше (80–94), около трети азота может иметь не атмосферное, а коровое происхождение (см. [Поляк и др., 1992]).

Метановые газы, представляющие Сибирскую платформу (единственное исключение – газ из скв. Жемчуг Р-1 в Тункинской впадине), лежат в самой нижней части графика. Преобладающие в них величины $R = (1 - 6,5) \times 10^{-8}$ отвечают чисто коровому происхождению таких газов. Что же касается высоких значений $R = (0,85 - 0,89) \times 10^{-5}$ в газе скв. Жемчуг Р-1, то это еще не основание, чтобы приписывать сопутствующему метану мантийный генезис. Известно, что в мантии $CH_4/{}^3He \approx 10^6$ [Прасолов, Толстихин, 1987; Poreda et al., 1988]. В газе скв. Жемчуг Р-1 это отношение почти в 100 раз больше, и к тому же, согласно измерениям и выводам Э. М. Прасолова, значение $\delta^{13}C = -66,9\text{‰}$ указывает на преимущественно биохимическую природу метана (см. [Поляк и др., 1992]).

Углекислые газы тяготеют на рис. 4 к верхней его половине: значения R в таких газах не опускаются ниже 5×10^{-7} (одна из проб на курорте Ямаровка), а в Тункинской впадине близки к типичным для резервуара MORB. Тем самым они явно указывают на присутствие в углекислых газах мантийного гелия. Но в подавляющем большинстве таких газов отношение $CO_2/{}^3He$ иное, чем в MORB, хотя простое разбавление мантийного гелия коровым практически не могло его изменить. В опробованных углекислых газах российского Забайкалья и двух скважин Тункинской впадины это отношение заметно выше, чем в MORB, тогда как в остальных пробах из той же впадины оно столь же заметно ниже. В свете предыдущего анализа такие отклонения значения $CO_2/{}^3He$ от “мантийного стандарта” показывают, что формирование углекислых газов сопровождалось фракционированием компонентов в системе газ–вода. Нельзя, однако, исключить, что на формирование этих газов наложили свой отпечаток потребление/генерация CO_2 в разрезе коры. Первое (в виде образования растворенных карбонатов) кажется вероятным в отношении “обогащенных” гелием газов Тункинской впадины. Второе же (как следствие глубинных метаморфических процессов) могло бы объяснить картину, наблюдающуюся в Забайкалье. Последний вывод поддерживается результатами изучения в опробованных забайкальских флюидах других газов – Ar, Ne и N_2 .

Прямая корреляция содержаний $Ar_{атм}$ и Ne под-

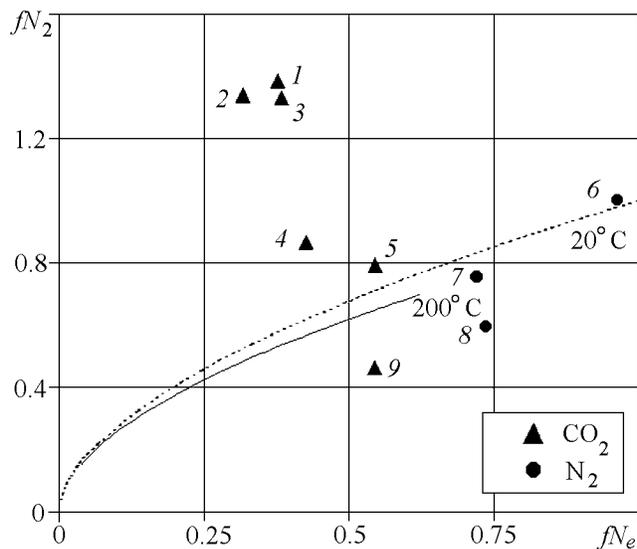


Рис. 5. Взаимоотношение в некоторых газах Байкало-Монгольского региона концентраций N_2 и Ne , дважды нормированных по содержанию атмосферного аргона: $f_i = \{[i]/[Ar_{атм}]\}_{обр} / \{[i]/[Ar]\}_{атм}$, где $\{[i]/[Ar_{атм}]\}_{обр}$ отношение концентраций газа “i” (Ne или N_2) и воздушного аргона в образце, а $\{[i]/[Ar]\}_{атм}$ – отношение концентраций этих газов в атмосфере. Сплошная и пунктирная линии отвечают дегазации атмосферных растворенных газов при температурах $200^\circ C$ и $20^\circ C$, соответственно.

Цифрами на графике обозначены пункты: 1 – ист. Модуй, 2 – ист. Поперечный, 3 – ист. Копчагир, 4 – кур. Аршан (скв. 39), 5 – кур. Аршан (ист. Глазной), 6 – ист. Куналей, 7 – ист. Анги-Аршан, 8 – санат. Ангара (скв. 223), 9 – кур. Ямаровка (скв. 15).

тверждает чисто атмосферное происхождение неона (предполагавшееся при введении соответствующей поправки в результаты измерений R , см. выше). Это позволяет судить и о генезисе азота. На рис. 5 в координатах дважды нормированных по воздушному аргону содержания азота и неона (так называемых fN_2 и fNe) видно, что точки двух азотных газов Забайкалья лежат вблизи линий, отвечающих дегазации водорастворенного воздуха, указывая на чисто атмосферный генезис азота. Но точки пяти из шести углекислых газов лежат выше этих линий, отмечая присутствие избыточного неатмосферного азота, особенно значительное в трех источниках Забайкалья. Избыток азота именно в углекислых газах кажется далеко не случайным, наводя на мысль об общей генерации N_2 и CO_2 метаморфическими процессами в породах коры под влиянием мантийного тепломассопотока, трассируемого изотопным составом гелия.

О связи изотопно-гелиевых аномалий с геотермическими косвенно свидетельствует еще одна геохимическая характеристика флюидов – величина в них отношения концентраций радиогенных гелия и аргона, $^4He/^{40}Ar_{рад}$. Неатмосферный ^{40}Ar присутствует только в углекислых газах, причем в наибольшем количестве во флюидах Тункинской впадины с субмантийным составом гелия. Из полученных данных следует, что в этих флюидах $^4He/^{40}Ar_{рад} \sim 7$. Таково же оно в газах забайкальского курорта Ямаровки, что, согласно Прасолову [1990], соответствует температуре генерации газов около 260° . В двух же других исследованных углекислых источниках Забайкалья (Модуй и Поперечный) оно опускается до ~ 2 , что должно соответствовать еще более высоким температурам. Это указывает на значительный прогрев недр Забайкалья.

Подводя итоги, следует все же заключить, что строгой универсальной зависимости между изотопным составом гелия и общим составом газовой фазы флюидов нет. Об этом говорит перекрытие на рис. 4 полей фигуративных точек, отвечающих флюидам разных газогеохимических типов. То же заключение вытекает из рис. 2. Другие его подтверждения будут приведены ниже.

4. Латеральные вариации изотопного состава гелия как отражение тектонического строения и развития региона

Как отмечалось выше, распределение значений R в пунктах опробования подземных флюидов на исследованной территории дает очень пеструю картину. Она хорошо видна на рис. 3. В ней, однако, все-таки можно выявить принципиальные тектонические закономерности. С этой целью в данном разделе рассматриваются особенности изотопного состава гелия в крупных структурных элементах исследованного региона, а иногда и более мелких их подразделениях (в рифтовой зоне – в отдельных ее сегментах). Они выделены по особенностям геологического строения и истории, геофизических (в первую очередь, геотермических) характеристик, морфологии и пр. в соответствии с известными сводками [Дучков и др., 1982; Лысак, 1988; Хуторской, 1996] и региональными исследованиями [Геншафт, Салтыковский, 1979; Грачев и др., 1982; Десяткин и др., 1973; Зорин и др., 1982, 1986, 1988; Тектоника..., 1966, 1974, 1980 и др.].

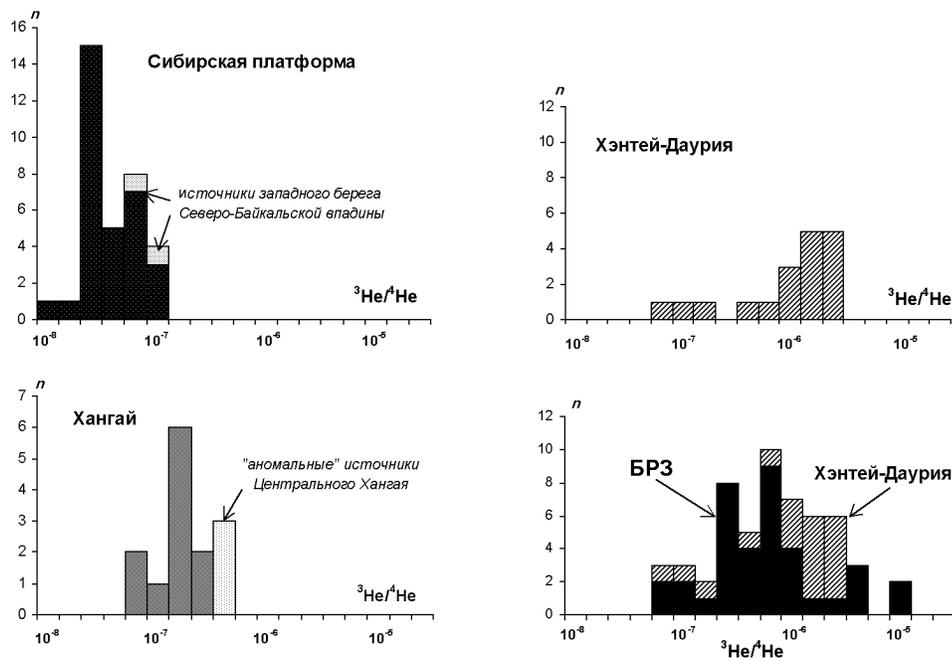


Рис. 6. Распределение величин отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = R$ в подземных флюидах разных структурных элементов Байкало-Монгольского региона. При построении гистограмм учитывалось по одному значению R для каждого пункта исследований (среднему в случае нескольких измерений, как при составлении рис. 3).

4.1. Изотопно-гелиевая специфика структурно-тектонических элементов

Разные структурно-тектонические элементы региона – древняя Сибирская платформа (включая ее Иркутский амфитеатр и Непский свод), Хангайский блок, Хэнтей-Керуленский и Даурский блоки, образующие восточный фланг рифтовой зоны и, наконец, сама эта зона – отличаются по спектру значений R (рис. 6). В обрамлении рифтовой зоны изотопный состав гелия заметно изменяется в соответствии с его общей зависимостью от возраста коры, отражая постепенное стирание исходной мантийной метки вещества, образующего кору, генерацией радиоогенного ${}^4\text{He}$ [Поляк, 1988; Поляк и др., 1979b].

В газах дорифейской платформы как в Иркутском амфитеатре, так и на Непском своде значения R в 30 случаях лежат в узком диапазоне $(1,0 - 6,5) \times 10^{-8}$ и только в двух достигают 10×10^{-8} (возможно, из-за контаминации воздушным He, т.к. в этих случаях для введения поправки не было данных). Среднее значение $\bar{R} = (3,5 \pm 0,8) \times 10^{-8}$ практически совпадает с каноническим радиоогенным, что вообще типично для древних платформ (здесь и ниже указывается точность оценки среднего в данной выборке, $1,96 \times s/n^{0,5}$, где s – стандартное отклонение, а n – число определений R). Плотность теплового потока

на платформе также низка, отвечая континентальному фону [Дучков и др., 1982].

Хангайское сводовое поднятие Монголии сложено позднепалеозойской корой [Зорин и др., 1982; Тектоника..., 1974], в структуру которой вовлечен позднепротерозойский блок Западного Хангая. В 14 исследованных пунктах поднятия изотопно-гелиевое отношение заметно выше, чем на платформе: $(4,9 - 36) \times 10^{-8}$ и в среднем составляет $(16,3 \pm 4,9) \times 10^{-8}$. Это несколько больше типичного для герцинских структур. Возможно, однако, что в трех источниках Центрального Хангая – Хульджи (Сайхан-Хульдж), Халун-Ус и Шаргалжут – повышенные до $(26 - 36) \times 10^{-8}$ значения R являются аномальными (крайний справа столбик на гистограмме, см. рис. 6), трассируя морфологически не выраженную на этом участке субмеридиональную зону растяжения (см. ниже). Если исключить эти данные из общей выборки, то среднее значение R опустится до $(12,3 \pm 2,9) \times 10^{-8}$, что вполне соответствует палеозойской коре, в которой тепловой поток тоже несколько выше континентального фона [Хуторской, 1996].

В Хэнтей-Керуленской зоне Монголии широко развиты вулканоплутонические образования мезозойского возраста, отражающие тектономагматическую активизацию в конце триаса–начале юры и в конце юры–начале мела [Нагибина, 1967]. В семи

его пунктах значения R широко варьируют, достигая $1,9 \times 10^{-6}$ и составляя в среднем $0,94 \times 10^{-6}$. Такие величины слишком высоки даже для позднемезозойской коры (см. [Поляк, 1988]). Мезозойская и еще более поздняя активизация охватила также российское Забайкалье (Даурию), где изотопный состав гелия в газах 11 источников столь же пестрый при почти таком же среднем значении $R = 1,14 \times 10^{-6}$. В объединенной выборке значение \bar{R} оказывается равным $(1,06 \pm 0,33) \times 10^{-6}$; его можно считать типичным для восточного фланга рифтовой зоны, где и тепловой поток тоже заметно повышен [Лысак, 1988; Лысак, Писарский, 1999]. Вместе с тем, резкая асимметрия гистограммы (см. рис. 6) наводит на мысль о неоднородности выборки.

Региональные различия изотопного состава гелия в подземных флюидах хорошо видны на профиле, построенном вкрест простирания БРЗ (рис. 7). На этом профиле ярко виден резкий контраст между дорифейской Сибирской платформой и Байкальским рифтом (подчеркнем, что в этом его сегменте значения R ниже уровня MORB, но ясно указывают на вклад во флюиды мантийного гелия). На краю платформы (скв. Баяндай) значение $R = 1 \times 10^{-7}$ несколько повышено относительно канонического радиогенного, которое здесь следовало ожидать, исходя из возраста коры. Это может быть следствием как местных особенностей состава радиогенного гелия (см. раздел 3.1), так и позднепалеозойской тектономагматической активизации юго-восточной окраины платформы [Рязанов, 1979], или отзвуком новейшего рифтогенеза.

Но к востоку от оз. Байкал картина совершенно иная, чем к западу: величины изотопно-гелиевого отношения в изученных газах Даурского и Хэнтэй-Керуленского блоков находятся в целом на том же уровне, что и в рифтовой зоне, явно отражая повторную тектономагматическую активизацию этих структур, о чем говорилось выше.

Наблюдаемая картина хорошо согласуется с особенностями глубинного строения региона, установленными геофизическими методами. По сейсмологическим данным, под рифтовой зоной скорости продольных волн на разделе Мохо снижены до 7,7–7,8 км/с по сравнению с 8,1–8,2 км/с под Сибирской платформой [Очерки..., 1977]. Зорин и др. [1990] показали, что относительное понижение V_p под БРЗ сохраняется до глубины около 200 км (подошва литосферы под платформой), и вышележащий объем – аномальную, или низкоскоростную мантию – отождествляют с выступом астеносферы, в пределах которого, судя по сильному затуханию S-волн, вещество частично расплавлено. По гравиметрическим данным, кровля этого выступа практически совпадает с подошвой коры и на всем протяжении рифто-

вой зоны от Южной Якутии до Северной Монголии залегает на уровне меньше 50 км (см. рис. 2 в [Зорин и др., 1988]). Эта изолиния с некоторым преувеличением размеров оконтуривает ареал повышенных значений R во флюидах рифтовой зоны по сравнению с нормальными для рассеченной ею коры.

Геотермическим моделированием прогнозировалось, что кровля астеносферы приподнята до глубин менее 50 км не только под БРЗ, но и восточнее ее на протяжении около 150 км, где над ней намечался еще и внутрикоровый горизонт с температурой выше точки Кюри (см. рис. 5 в [Зорин и Лепина, 1985]). По гравиметрическим данным, в Забайкалье кровля астеносферы предположительно опускалась примерно до 150 км от дневной поверхности, а далее к востоку снова приподнималась до глубин около 75 км (см. вышеупомянутый рис. 2 в [Зорин и др., 1988]).

По-иному глубинное строение Забайкалья выглядело в свете данных сейсмологии и ГСЗ. По этим данным (см. обзор в [Бердичевский и др., 1999]), от расположенного под БРЗ субвертикального щелевидного канала (“большой дайки” Ю. А. Зорина), поднимающегося из астеносферы до глубины менее 40 км, на уровне поверхности Мохо ответвляется пластовая зона низких скоростей (аномальная мантия), простирающаяся на юго-восток примерно на 300 км от оз. Байкал, а в северо-восточном направлении более, чем на 1500 км. Такое представление о глубинном строении региона поддержано и развито А. Ф. Грачевым, подчеркивающим асимметрию Байкальского рифта [Грачев, 1996]. Дальнейшее подтверждение оно получило благодаря новейшему анализу накопленных в регионе данных магнитотеллурики [Бердичевский и др., 1999]. Этот анализ выявил совпадающую с сейсмической моделью конфигурацию глубинных зон повышенной электропроводности, косвенно указывающей на высокую температуру недр. Наилучшая сходимость магнитотеллурических данных достигается в модели с вертикальными проводящими каналами в верхней и средней коре с удельным сопротивлением 5–10 Ом м под Байкальским рифтом и 20–50 Ом м в Забайкалье. Эти каналы интерпретированы как разломные флюидонасыщенные зоны. Представляется, однако, что они могут быть скорее магмоподводящими. Хотя в Забайкалье проявления новейшего вулканизма редки, одним из них является небольшое плато меланефелинитов в верховьях р. Чикой [Ащепков и др., 1996]. Именно вблизи него значения R в опробованных нами углекислых источниках достигают $2,14 \times 10^{-6}$ [Лаврушин и др., 1999; Поляк и др., 1998]. Рассмотренные в разделе 3.2 величины отношения ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ в этих газах говорят о значительном прогреве недр в этом районе Забайкалья.

Согласующаяся с геофизическими данными явная примесь мантийного гелия в газах источников восточного фланга рифтовой зоны, снижающаяся только при удалении от этой зоны на несколько сотен километров, показывает, что здесь происходит скрытая разгрузка тепломассопотока из мантии и притом на гораздо большей площади, чем открытая. Это соотношение наблюдается и во многих других районах – например, на Северном Кавказе [Поляк и др., 1998; Polyak et al., 2000]. Из распределения величин R во флюидах Забайкалья следует, что пластовая интрузия аномальной мантии, содержащей как по сейсмологическим, так и по электромагнитным данным несколько процентов расплава [Бердичевский и др., 1999], которая, вероятно, служит источником гипабиссальных магматических тел, тянется к юго-востоку дальше, чем предполагается пока по геофизическим данным.

Материалы, представленные на рассмотренном профиле (рис. 7), поддерживают сделанный в разделе 3.2 вывод об отсутствии однозначной связи между изотопным составом гелия и общим составом газовой фазы флюидов. Так, углекислые флюиды Забайкалья по величине R резко отличаются от азотных в том же районе, но практически идентичны с азотными термами, разгружающимися во впадине оз. Байкал. Те же, в свою очередь, отличаются по этому признаку от своих аналогов как в Забайкалье, так и на Сибирской платформе. На платформе азотные газы по составу гелия, характерному для древней коры, неотличимы от метановых. В Тункинской же впадине БРЗ, как уже было показано на рис. 2, метановые газы по субмантийному изотопному составу гелия оказываются сходными с углекислыми.

В самой рифтовой зоне и ее ближайшем обрамлении изотопный состав гелия во флюидах отличается наиболее широким спектром величин R : от минимального значения $4,9 \times 10^{-8}$ в пробе, отобранной Е. В. Пиннекером из ист. Луктур в Верхне-Чарской впадине, до максимального $1,1 \times 10^{-5}$, измеренного в одной из проб, взятых на курорте Аршан в Тункинской впадине. Данная выборка, как выяснилось с помощью критерия Вилкоксона (см. [Минеев, 1973]), статистически неотличима по величине среднего от предыдущей, характеризующей активизированные в мезо-кайнозой Хэнтэй-Керуленскую зону Монголии и российское Забайкалье. Это позволяет отнести обе выборки к одной генеральной совокупности (см. нижний график на рис. 6). Такую родственность этих выборок можно считать подтверждением рассмотренных выше представлений геофизиков о глубинном строении региона и отражением сходства условий формирования изотопного состава гелия в подземных флюидах внутри рифтовой зоны и на

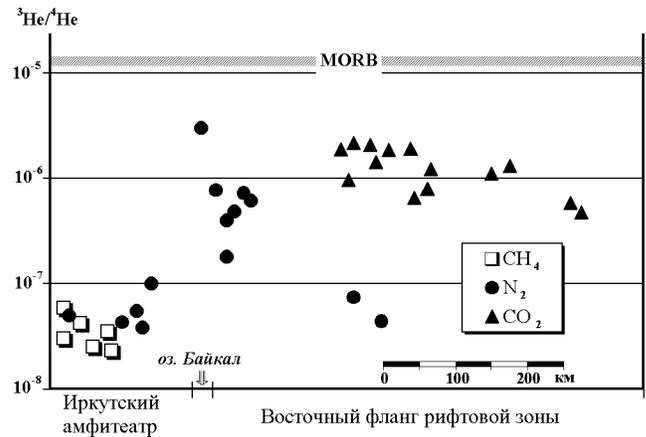


Рис. 7. Вариации отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных флюидах вкострости простираения Байкальского рифта.

ее восточном фланге, что и показало распределение значений R вкострости простираения БРЗ (см. рис. 7).

При наблюдающейся в рифтовой зоне большой дисперсии частных величин R формальное определение его среднего значения все-таки не имеет точного геологического смысла. Зато такой смысл явно имеют вариации значений R вдоль простираения рифтовой зоны.

4.2. Вариации изотопного состава гелия флюидов вдоль простираения рифтовой зоны

Распределение величин R вдоль простираения рифтовой зоны удалось проследить на расстоянии более 2000 км (рис. 8), на всем протяжении зоны между Верхне-Чарской и Хубсугульской рифтогенными впадинами и далее примерно вдоль 100° в.д. до Болнайского разлома. Этот разлом, по-видимому, играет роль трансформного, вдоль которого ось рифтогенеза смещается к востоку [Поляк и др., 1992; Хуторской, 1996]. Хотя южнее этого разлома характерных рифтогенных впадин нет, такое представление поддерживается присутствием в Северном Хангае примерно вдоль 102° в.д. спорадических проявлений неоген-четвертичного вулканизма в виде небольших моногенных вулканов и маломощных полей щелочных базальтов [Геншафт, Салтыковский, 1979; Девяткин и др., 1973] и приведенными выше данными об повышенном изотопно-гелиевом отношении в газах трех источников Центрального Хангаля.

Анализ вариаций изотопного состава гелия вдоль простираения рифтовой зоны выявляет в распределении значений R четкую закономерность.

Максимальные, субмантийные значения R до $1,1 \times$

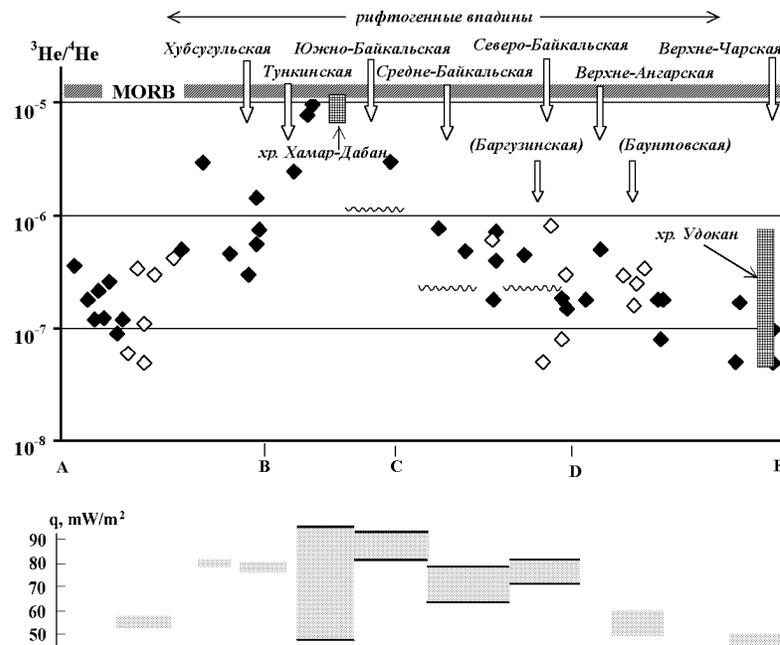


Рис. 8. Вариации изотопного состава гелия во флюидах и породах (вверху) и теплового потока (внизу, по [Лысак, 1988]) вдоль простираения Байкальской (Байкало-Хубсугульской) рифтовой зоны. Черными ромбами показаны значения R в пунктах, лежащих внутри рифтовой зоны, открытыми – на примыкающих участках (например, в Баргузинской и Баунтовской впадинах). Данные по породам показаны заштрихованными прямоугольниками соответственно диапазонам значений R , указанным в работе [Друбецкой, Грачев, 1987] (пояснение в тексте). Волнистыми линиями показаны уровни значений R в газах, растворенных в водах оз. Байкал. Для сравнения горизонтальной полосой показан уровень значений R в резервуаре MORB.

10^{-5} , отвечающие почти 96% мантийного гелия в гелии флюидов (при $R_{\text{ман}} = 1,15 \times 10^{-5}$), которые были обнаружены в восточной части Тункинской впадины первыми исследованиями [Ломоносов и др., 1976] и подтверждены всеми последующими, оказались присущими только этому сегменту БРЗ. Уже на западе впадины они снижаются до $2,8 \times 10^{-6}$ (курорт Нилова Пустынь), так что среднее для Тункинской впадины значение \bar{R} по имеющимся данным составляет $0,65 \times 10^{-5}$. Эта впадина, как известно, отличается от всех остальных грабенообразных депрессий рифтовой зоны высокой вулканической активностью: продукты этой активности, проявлявшейся с начала миоцена до голоцена включительно, слагают большую часть ее почти трехкилометрового осадочного чехла [Логачев и др., 1983] и образуют четыре группы небольших моногенных построек на ее поверхности [Киселев и др., 1979].

Вдвое меньшее значение $R = 0,3 \times 10^{-5}$ измерено в пробе из ист. Святой Ключ на восточном берегу со-

седней Южно-Байкальской впадины [Пиннекер и др., 1995]. На дне этой впадины происходит разгрузка глубинных флюидов, что было доказано геотермическими исследованиями [Голубев, 1982] и изотопным составом гелия в водах озера: величина R в пробах с глубин 1260 и 1200 м составляет 115×10^{-8} и 102×10^{-8} соответственно [Грачев и др., 1982]. Анализ этих проб исключает возможность объяснения этих значений как простым смешением радиогенного He с гелием, содержащимся в водорастворенном воздухе, так и попаданием из атмосферы техногенного трития, превращающегося путем β -распада в ^3He [Поляк и др., 1992]. В Средней и Северной впадинах ванны оз. Байкал эти значения ниже – $(24-20) \times 10^{-8}$. Однако в источниках, разгружающихся на берегах этих впадин (главным образом, восточном) изотопный состав гелия иной.

В двух пунктах Средне-Байкальской впадины (ист. Горячинский и скв. Сухая Загза) в 6 разных образцах были определены значения R от $4,1 \times 10^{-7}$

до 1×10^{-6} , дающие формальную среднюю оценку $\bar{R} = 6,26 \times 10^{-7}$. Это в пять раз ниже, чем в Южно-Байкальской впадине, но выше, чем в воде озера.

Еще ниже средняя оценка R в источниках восточного берега Северной впадины: в пяти опробованных источниках они лежат в диапазоне $(1,85 - 4,5) \times 10^{-7}$ и лишь в одном достигают $7,2 \times 10^{-7}$ (ист. Гнилой на юге впадины, [см. *Лысак, Писарский*, 1999; *Пиннекер и др.*, 1995]), составляя в среднем $3,48 \times 10^{-7}$. Примечательно полное постоянство изотопного состава гелия в газе, выделяющемся на Хакусском источнике: результаты его опробования В. И. Кононовым в 1975 г. и международной экспедицией через двадцать лет [*Kipfer et al.*, in press.] идентичны. На западном же берегу этой впадины значения R опускаются до канонического радиогенного уровня, достигая в двух опробованных источниках $(5 - 8) \times 10^{-8}$. Это говорит о том, что в антирифтовом направлении мантийный сигнал к западу убывает гораздо быстрее, чем к востоку.

Таким же, как в Северо-Байкальской впадине, остается среднее значение R в следующей к северу рифтогенной депрессии – Верхне-Ангарской, где опробованы два источника. Но в расположенных далее к северо-западу сегментах рифтовой зоны, отвечающих Северо-Муйскому хребту, хребту Удокан и Верхне-Чарской депрессии оно последовательно уменьшается до $1,47 \times 10^{-7}$; $1,1 \times 10^{-7}$ и $7,4 \times 10^{-8}$, приближаясь к уровню, характерному для расщепленной рифтом древней коры (о коровом происхождении гелия в газах Верхне-Чарской депрессии говорит и его рекордно высокая концентрация – до 2,2% об.).

Аналогичный тренд проявляется и в изотопном составе гелия во флюидах фланговых рифтогенных грабенообразных впадин, параллельных простиранию рифта – Баргузинской и Баунтовской (см. рис. 8). В первой среднее значение R составляет $5,73 \times 10^{-7}$, а во второй – $2,61 \times 10^{-7}$. То же самое характерно и для ближайшей периферии рифтовой зоны на территории Монголии (см. тот же рисунок).

К югу от Тункинского максимума изотопно-гелиевое отношение в подземных флюидах, как и к северо-востоку, убывает. В Хубсугульской депрессии оно лишь в одном, самом южном ист. Улхэн-Аршан совпадает с наблюдающимся на западе Тункинской впадины, а в среднем составляет $0,9 \times 10^{-6}$. В предгорьях Хангая до Болнайского разлома оно снижается еще вдвое (в ист. Наран-булаг на продолжении оси рифтовой зоны и лежащем несколько западнее ист. Тошинт [*Pinneker et al.*, 1995]). В самом же Хангае оно, как уже говорилось, отвечает палеозойскому возрасту тектономагматической активности, и только в трех вышеупомянутых источниках Восточного Хангая оно указывает на небольшую, около 2,5%, примесь мантийного гелия.

4.3. Связь изотопного состава гелия флюидов с геолого-геофизическими характеристиками БРЗ и проблема континентального рифтогенеза

Наблюдающееся вдоль простирания Байкало-Хубсугульского рифта убывание величины изотопно-гелиевого отношения в подземных флюидах сопровождается уменьшением размеров рифтовых впадин – их длины [*Зорин*, 1971; *Лысак*, 1988; *Шерман*, 1977], ширины [*Лукина*, 1988; *Очерки...*, 1977] и глубины. Так, в Южно-Байкальской котловине кровля кристаллического фундамента (поверхности мелпалеогенового предрифтового выравнивания) залегает на глубине около 7 км, в Северо-Байкальской – 4,5 км, в Верхне-Ангарской – 2 км, а в Верхне-Чарской – 1 км [*Очерки...*, 1977]. Это отвечает данным гравиметрии (там же и [*Зорин и др.*, 1986]), свидетельствующим о повышении плотности коры под отдельными впадинами, которое объясняется внедрением основных и ультраосновных интрузий (последнее должно усугублять растяжение впадин в силу изостатической компенсации).

Источник этих интрузий, т.е. резервуар глубинных расплавов, очевидно, может быть идентифицирован с помощью их изотопно-гелиевой характеристики. Но в этом отношении породы региона пока изучены в целом меньше, чем подземные флюиды, которые, как подчеркнуто в разделе 2.1., вообще предпочтительнее для выяснения латеральных вариаций изотопного состава гелия. Возможность изучения таких вариаций состава гелия в молодых изверженных породах региона, кроме того, ограничена их спорадическим распространением (в отличие от практически повсеместно встречающихся флюидопроявлений). Кайнозойские базальтоиды тяготеют к нескольким вулканическим ареалам (см. рис. 1 в [*Ащепков и др.*, 1996]), из которых пока детально изучен только Хамар-Дабанский, расположенный чуть южнее Тункинской впадины [*Грачев*, 1998; *Друбецкой, Грачев*, 1987], и отчасти Удоканский, примыкающий к крайнему северо-восточному отрезку рифтовой зоны [*Друбецкой, Грачев*, 1987].

Опубликованные в последней цитированной работе результаты определения изотопного состава гелия в мантийных ксенолитах (шпинелевых лерцолитах) и хорошо удерживающем мантийный гелий оливине из вулканитов Хамар-Дабана и Удокана были сопоставлены с данными о составе гелия во флюидах БРЗ (см. рис. 8). Оказалось, что данные по породам повторяют тренд, проявленный во флюидах: в Хамар-Дабанском ареале значения R много выше – до $1,2 \times 10^{-5}$ (а по позднейшим определениям [*Грачев*, 1998], еще больше), чем в Удоканском, где они

$< 0,8 \times 10^{-6}$ [Друбецкой, Грачев, 1987]. Такая ситуация кажется довольно странной. Если ксенолиты захвачены из единого мантийного резервуара и не были по дороге контаминированы коровым гелием, то это означает изотопно-гелиевую неоднородность мантии вдоль простирания рифта. Именно к такому выводу пришел Грачев [1998]. Но это противоречит картине, наблюдающейся во флюидах, которую гораздо естественнее объяснить именно контаминацией мантийных дериватов коровым гелием, постепенно усиливающейся по мере удаления от Тункинской впадины. В таком случае гелий, содержащийся в удоканских образцах, должен был быть захвачен не из мантии. Возникшая проблема, очевидно, требует дальнейшего изучения. Крайне важными для ее решения представляются геотермические данные.

Внедряясь в кору, базитовые расплавы привносят в нее из мантии не только соответствующее силикатное вещество с содержащимися в нем летучими компонентами, но и аккумулированное в нем тепло (в местах открытой разгрузки, как в Тункинской впадине с ее поверхностными проявлениями новейшего вулканизма, выносят их прямо на поверхность коры). Косвенными признаками этого служат данные магнитометрии, МТЗ и ГСЗ [Бердичевский и др., 1999; Лысак, 1988; Очерки..., 1977]. Согласно этим данным, толщина магнитоактивного слоя коры, отвечающая глубине залегания точки Кюри преобладающего ферромагнетика – титаномагнетита ($\sim 440^\circ\text{C}$), под БРЗ сокращается до 18,5–19,5 км по сравнению с 32,5 км под Сибирской платформой; в нижней части этого слоя отмечается сейсмический волновод, а под его подошвой – слой повышенной электропроводности, объясняющийся разогревом недр и присутствием на этой глубине высокотермальных растворов.

Поэтому чрезвычайно показательным, что обнаруженная закономерная изменчивость изотопного состава гелия вдоль и поперек простирания рифта повторяет черты хорошо изученного здесь распределения теплового потока (см. [Дучков и др., 1982; Лысак, 1988; Лысак, Зорин, 1976]). В последней работе С. В. Лысак показала, что среднее значение плотности кондуктивного теплового потока неодинаково в разных звеньях рифта, убывая в обоих направлениях от Южно-Байкальской впадины, которую она назвала условным “центром рифтогенеза”. Учитывая приведенную в цитируемой работе точность оценки среднего, вполне можно предполагать, что эта плотность такова же и в Тункинской впадине. Наблюдающаяся в БРЗ положительная корреляция изотопно-гелиевого отношения с плотностью теплового потока – частный случай общей закономерности, обнаруженной в масштабе всего континентального блока Северной Евразии [Поляк, 1988;

Поляк и др., 1979b]. Это естественная парагенетическая связь двух параметров, отражающих действие одной и той же причины – разгрузки тепломассопотока из мантии. Она проявляется не только при межрегиональных сопоставлениях, но и в региональном, а иногда даже локальном масштабе [Polyak et al., 1985]. Эта связь подтверждена исследованиями Японии [Sano et al., 1982], Китая [Du, 1992], Восточных Карпат [Поляк и др., 1999], Северного Кавказа [Поляк и др., 1998; Polyak et al., 2000]. Была обнаружена она и в изучаемом регионе [Поляк и др., 1992], где корреляция этих параметров была даже успешно использована для оценки плотности теплового потока по изотопному составу гелия во флюидах неразбуренных районов Монголии [Хуторской и др., 1991] и России [Лысак, Писарский, 1999].

Упорядоченное изменение доли мантийной компоненты в гелии флюидов и плотности фонового теплового потока вдоль простирания БРЗ указывает на разную интенсивность разгрузки тепломассопотока из мантии в ее сегментах. Сопряженность геохимических и геотермических следов этой разгрузки при большом разбросе значений R наблюдается и в аналогичных структурах Западной и Центральной Европы – в системе грабенов верхнего и нижнего Рейна–Северного моря [Griesshaber et al., 1989, 1992; Hooker et al., 1985], в рифте Охрже (Эгер) [O’Nions et al., 1989] – и Восточной Азии [Du, 1992]. Аналогичный характер имеет распределение изотопно-гелиевого отношения в подземных флюидах и в тектонотипе континентальных рифтов – Африкано-Аравийском рифтовом поясе [Craig and Lupton, 1978; Craig and Rison, 1982; Lupton et al., 1977], см. также сводку [Scarsi and Craig, 1996]. Можно заключить, что широкая изменчивость изотопного состава гелия в подземных флюидах – общая универсальная особенность континентальных рифтовых зон.

Совершенно иная картина наблюдается в глобальной системе срединно-океанических хребтов, называвшихся в начале их изучения океаническими рифтами (впоследствии оказалось, что размеры осевой рифтовой долины в них обратно пропорциональны скорости спрединга и на быстро расширяющемся Восточно-Тихоокеанском поднятии несравненно меньше, чем в исследованном первом Срединно-Атлантическом хребте, так что их формальное сходство с континентальными рифтами весьма относительно). В срединных хребтах изотопный состав гелия в продуктах подводной вулканической и гидротермальной деятельности всюду, кроме участков горячих пятен, исключительно однообразен (см., например, [Kurz et al., 1982]). Частные результаты измерений R в срединных хребтах очень мало отклоняются от их среднего значения, характеризующего резервуар MORB, т.е. деплети-

рованную мантию – $(1,15 \pm 0,1) \times 10^{-5}$ [Marty and Tolstikhin, 1998]).

В результате полученные данные помогают уточнить специфику процессов, создающих континентальные рифты. Большая изменчивость изотопного состава гелия в подземных флюидах, сопряженная в геотермически изученных звеньях рифтовых зон с вариациями теплового потока (а иногда, как в БРЗ, имеющая упорядоченный характер, сопровождающаяся изменением морфологии рифтовых впадин и геофизических характеристик среды) указывает на разную интенсивность мантийного диапиризма в их сегментах, принципиально отличая континентальный рифтогенез от океанического спрединга. Она, очевидно, отражает неодинаковую по простиранию степень раскрытия континентальных рифтов, и, следовательно, иной механизм взаимодействия коры и мантии, чем в срединно-океанических хребтах. Срединг океанической коры – реакция литосферы на подъем мантийных расплавов вдоль оси срединного хребта, происходящий на всем его протяжении с одной и той же интенсивностью (что отражается в субпараллельности полосовых магнитных аномалий), т.е. в этом случае растяжение литосферы вызывается активностью мантии. Именно такой процесс обычно называется активным или осевым спредингом. Материки же создаются скучиванием (“слипанием”) отдельных блоков и находятся в целом в обстановке сжатия (коллизии), приводящего в конечном счете к сколовым деформациям, нарушающим сплошность коры (литосферы). Эти разрывы создают предпосылки для автономных движений возникающих плит (микролит), в результате чего формируются структуры типа pull-apart – эмбрионы континентальных рифтов (напомним, что уже давно предлагался термин “коллизионный рифтогенез” [Sengör, 1976; Sengör et al., 1978] и развиваются представления о “пассивном спрединге” – см., например, [Ботт, 1990; Хаун, 1990]). В таких структурах возникает возможность мантийного диапиризма – подъема мантийного вещества, декомпрессионного плавления на его фронте и вулкано-плутонической деятельности. Таким образом, при континентальном рифтогенезе (и, по-видимому, задуговом спрединге) активность мантии – не причина, а следствие деформаций в перекрывающей литосфере. Эти деформации могут усиливаться расклинивающим действием мантийных плюмов из недеплетированной мантии в тех случаях, когда их проекция на поверхность Земли совпадает с зоной рифтогенеза. Судя по изотопному составу гелия во флюидах Африкано-Аравийского рифтового пояса, именно это имеет место в районе Афар [Craig and Lupton, 1978; Craig and Rison, 1982; Scarsi and Craig, 1996]. Но в районе другой, Йеллоустонской горячей точки [Craig and

Lupton, 1978] раскрытия континентального рифта, тем не менее, не произошло. По представлениям некоторых исследователей [Грачев, 1996 и др.], плюмы из недеплетированной мантии считаются первопричиной континентального рифтогенеза, создавая на участках его будущего проявления предрифтовый режим. Но и в этом случае раскол континентальной литосферы будет развиваться не одновременно на всем протяжении возникающих рифтовых зон (как это происходит при океаническом спрединге), а последовательно, по типу “propagating fracture” [Shaw 1980], от “центра рифтогенеза” к периферическим отрезкам этих зон, так что вывод о специфике процесса континентального рифтогенеза по сравнению с формированием срединно-океанических хребтов остается в силе.

В предельном случае такое развитие событий может привести к полной деструкции континентальной коры (Красное море), раскрытию новых океанов (Атлантика) и, очевидно, к перестройке системы конвекционных ячеек в мантии. Поэтому можно полагать, что между континентальным рифтогенезом и океаническим спредингом существует обратная связь.

5. Заключение

Анализ результатов изучения гелия и других газов в подземных флюидах Байкальской рифтовой зоны и прилегающих районов привел к следующим выводам.

1. Величина отношения изотопов гелия, $^3\text{He}/^4\text{He} = R$, в разных пунктах региона широко варьирует: от 1×10^{-8} до $1,1 \times 10^{-5}$. Минимальные значения R отвечают коровому радиогенному гелию, а максимальные, наблюдающиеся местами внутри БРЗ, очень близки к характерным для современной мантии – резервуара MORB.

2. Неоднократное опробование некоторых пунктов в течение более 20 лет показало устойчивость, т.е. отсутствие пульсации изотопно-гелиевого отношения практически в каждом из них при любом уровне значений R .

3. В разбуренных участках региона нет систематических различий изотопно-гелиевого отношения в вертикальном разрезе, что оправдывает совместный анализ результатов определения R в пробах из разных скважин и источников.

4. Сопоставление изотопного состава гелия с его концентрацией и составом главных компонентов газовой фазы флюидов показывает, что она формируется под влиянием процессов фракционирования разнорастворимых компонентов в системе газ–вода

и генерации/потребления химически активных компонентов в коре.

5. Между изотопным составом гелия и общим составом газовой фазы флюидов нет строгой универсальной зависимости, хотя некоторая связь все же существует. Метановые газы углеводородных залежей характеризуются минимальными, коровыми значениями R . Гораздо разнообразнее состав He в азотных и углекислых газах, причем в последних отмечены максимальные значения R .

Азотные газы БРЗ – атмосферные, что следует из соотношения $N_2/Ar_{атм}$. В этих газах отношение $N_2/He = 10^2-10^4$ гораздо выше, чем предполагается в мантии (≈ 4 [Прасолов, 1990]), исключая заметную добавку мантийного N_2 . В углекислых газах соотношение fN_2/fNe указывает на присутствие избыточного (неатмосферного) азота, что кажется следствием общей генерации N_2 и CO_2 метаморфическими процессами в породах коры под влиянием мантийного тепломассопотока, трассируемого изотопным составом гелия. В углекислых газах отношение $CO_2/^3He$ иное, чем типичное для MORB ($0,9 \pm 0,2 \times 10^9$ [Marty and Tolstikhin, 1998]), не позволяя априори считать эти газы мантийными.

6. Структурно-тектонические элементы региона отличаются по спектру значений R .

В газах дорифейской Сибирской платформы среднее значение $R = (3,6 \pm 0,9) \times 10^{-8}$ практически совпадает с каноническим радиогенным. Плотность теплового потока на платформе также низка, отвечая континентальному фону [Дучков и др., 1982].

В Хангайском сводовом поднятии Монголии среднее значение $R = (16,3 \pm 4,6) \times 10^{-8}$, а наиболее правдоподобная оценка – $(12,3 \pm 2,9) \times 10^{-8}$, что соответствует палеозойской коре, в которой тепловой поток тоже несколько выше континентального фона [Хуторской, 1996].

В Хэнтей-Керуленской зоне Монголии, где широко развиты вулканоплутонические образования мезозойского возраста, значения R широко варьируют, достигая $1,9 \times 10^{-6}$ и составляя в среднем $0,94 \times 10^{-6}$. Мезозойская и более поздняя активизация охватила и российское Забайкалье, где изотопный состав гелия в газах столь же пестрый при среднем $R = 1,14 \times 10^{-6}$. В объединенной выборке среднее значение $R = (1,06 \pm 0,33) \times 10^{-6}$, которое можно считать типичным для восточного фланга рифтовой зоны, где и тепловой поток тоже заметно повышен [Лысак, 1988; Лысак, Писарский, 1999]. Поэтому распределение величин изотопно-гелиевого отношения вкрест простирания рифтовой зоны оказывается резко асимметричным, указывая на разгрузку тепломассопотока из мантии не только в рифтовой зоне, но и намного восточнее.

Во флюидах рифтовой зоны изотопный состав ге-

лия отличается самым широким спектром значений R : от $4,9 \times 10^{-8}$ до $1,1 \times 10^{-5}$. Определение его среднего значения не имеет геологического смысла, но вариации значений R вдоль простирания рифтовой зоны подчиняются четкой закономерности.

7. Вдоль простирания рифтовой зоны на всем ее протяжении от Южной Якутии до Северной Монголии наблюдается убывание величины изотопно-гелиевого отношения в подземных флюидах в обоих направлениях от Тункинской впадины, где оно достигает мантийного уровня. Этот тренд сопровождается уменьшением плотности кондуктивного теплового потока, а также размеров рифтовых впадин [Лысак, 1988]. Такая корреляция указывает на падение интенсивности разгрузки тепломассопотока из мантии в периферических отрезках рифтовой зоны.

8. Широкая изменчивость изотопного состава гелия в подземных флюидах – общая универсальная особенность континентальных рифтовых зон, установленная их исследованиями в Африке, Западной и Центральной Европе и Восточной Азии [Craig and Lupton, 1978; Craig and Rison, 1982; Du, 1992; Griesshaber et al., 1989, 1992; Hooker et al., 1985; Lupton et al., 1977; O’Nions et al., 1989], а также прежними исследованиями Байкальского рифта [Поляк и др., 1992]. Она резко отличает их от зон океанического спрединга в срединных хребтах, проливая свет на принципиальное различие механизмов взаимодействия коры и мантии в этих обстановках.

Спрединг океанической коры – реакция литосферы на подъем мантийных расплавов вдоль оси срединного хребта, происходящий на всем его протяжении с одной и той же интенсивностью, т.е. в этом случае растяжение литосферы вызывается активностью мантии. При континентальном рифтогенезе активность мантии – не причина, а следствие сколовых деформаций в перекрывающей литосфере. Они, очевидно, провоцируются коллизией, нарушая сплошность коры (литосферы) и создавая предпосылки для автономных движений возникающих плит (микролит) и формирования структур типа pull-apart, в которых возникает возможность мантийного диапиризма.

Благодарности. Это исследование велось автором в многолетнем сотрудничестве с И. Н. Толстихиным, И. Л. Каменским и Е. М. Прасоловым, которым автор признателен еще и за предоставление некоторых неопубликованных данных по флюидам Сибирской платформы. На разных этапах в исследовании участвовали В. И. Кононов, М. Д. Хуторской, В. Ю. Лаврушин и Л. Е. Яковлев, которым автор благодарен за дружескую поддержку и плодотворное обсуждение представленных материалов. Автор также весьма обязан В. А. Федоровскому за ценные консультации по тектонике Прибайкалья, Е. В. Пиннекеру за передачу для анализа ряда образ-

цов и К. Г. Леви за помощь в проведении полевых работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 99-05-64800 и 00-05-64014).

Литература

- Ашепков И. В., Литасов Ю. Д., Литасов К. Д., Ксенолиты гранатовых перидотитов из меланофелинитов хребта Хэнтэй (Южное Забайкалье): свидетельство подъема мантийного диапира, *Геол. и геофизика*, 37, (1), 130–147, 1996.
- Барабанов Л. Н., Дислер В. Н., *Азотные термы СССР*, 120 с., Изд-во ЦНИИКиФ, Москва, 1968.
- Бердичевский М. Н., Ваньян Л. Л., Кошурников А. В., Магнито-теллурические зондирования в Байкальской рифтовой зоне, *Физика Земли*, (10), 3–25, 1999.
- Ботт М., Геодинамические процессы в континентальных рифтовых зонах в приложении к Байкальскому рифту, *Геодинамика внутриконтинентальных горных областей*, сс. 317–323, Наука, Новосибирск, 1990.
- Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я., Проблемы глубинного строения Монголии, *Геология и магматизм Монголии*, сс. 83–195, Наука, Москва, 1979.
- Герлинг Э. К., Миграция гелия из минералов и пород, *Труды Радиевого института им. В. Г. Хлопина АН СССР*, 6, 64–87, 1957.
- Голубев В. А., *Геотермия Байкала*, 150 с., Наука, Новосибирск, 1982.
- Грачев А. Ф., Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики северной Евразии, *Физика Земли*, (12), 5–36, 1996.
- Грачев А. Ф., Хамар-Дабан – горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики, *Физика Земли*, (3), 3–28, 1998.
- Грачев А. Ф., Друбецкой Е. Р., Мартынова М. А., Прасолов Э. М., Деденков Ю. Н., Суханов А. А., Первые данные об изотопном составе гелия в породах Байкальского рифта и воде оз. Байкал, *Материалы IX Всес. Симп. по стабильным изотопам в геохимии, 16–19 ноября 1982 г.*, сс. 114–116, ГЕОХИ АН СССР, Москва, 1982.
- Девяткин Е. В., Лискун И. Г., Певзнер М. А., Бадамгарав Л., К стратиграфии кайнозойских базальтов центральной Монголии, *Ассоциации вулканогенных пород МНР, их состав и стратиграфическое положение*, сс. 37–49, Наука, Москва, 1973.
- Друбецкой Е. Р., Грачев А. Ф., Базальты и ультраосновные ксенолиты Байкальской рифтовой зоны: изотопия гелия и аргона, *Глубинные ксенолиты и строение литосферы*, сс. 54–63, Наука, Москва, 1987.
- Дучков А. Д., Балобаев В. Т., Лысак С. В. и др., Тепловой поток Сибири, *Геол. и геофизика*, (1), 42–51, 1987.
- Зорин Ю. А., *Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий*, 168 с., Наука, Москва, 1971.
- Зорин Ю. А., Балк Т. В., Новоселова Р. М., Турутанов Е. Х., Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами, *Физика Земли*, (7), 33–42, 1988.
- Зорин Ю. А., Мордвинова В. В., Новоселова Р. М., Турутанов Е. Х., Плотностная неоднородность мантии под Байкальским рифтом, *Известия АН СССР, сер. Физика Земли*, (5), 43–52, 1986.
- Зорин Ю. А., Новоселова Р. М., Рогожина В. А., *Глубинное строение территории МНР*, 93 с., Наука, Новосибирск, 1982.
- Зорин Ю. А., Новоселова Р. М., Турутанов Е. Х., Кожевников В. М., Строение литосферы Монголо-Сибирской горной страны, *Геодинамика внутриконтинентальных горных областей*, сс. 143–154, Наука, Новосибирск, 1990.
- Иванов В. В., (гл. ред.), *Каталог минеральных вод СССР* (приложение к карте минер. вод СССР, масштаб 1:4 млн), 287 с., Изд-во ЦНИИКиФ, Москва, 1969.
- Иванов В. В., (гл. ред.), *Минеральные воды СССР* (пояснит. записка к карте минер. вод СССР, масштаб 1:4 млн), 324 с., Изд-во ЦНИИКиФ, Москва, 1974.
- Каменский И. Л., Лобков В. А., Прасолов Э. М. и др., Компоненты верхней мантии Земли в газах Камчатки (по изотопам He, Ne, Ar, C), *Геохимия*, (5), 682–695, 1976.
- Карасева А. П., Химический состав и основные типы углекислых вод, *Углекислые воды СССР*, вып. II, сс. 5–76, Изд-во ЦНИИКиФ, Москва, 1980.
- Киселев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А., *Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного мажмообразования*, 197 с., Наука, Новосибирск, 1979.
- Конован В. И., Мамырин Б. А., Поляк Б. Г., Хабарин Л. В., Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии, *Доклады АН СССР*, 217, (1), 172–175, 1974.
- Лаврушин В. Ю., Поляк Б. Г., Каменский И. Л., Изотопный состав гелия в термоминеральных флюидах Забайкалья, *Литология и полезн. ископ.*, (2), 146–157, 1999.
- Логачев Н. А., Зорин Ю. А., Рогожина В. А., Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон), *Геотектоника*, (2), 3–15, 1983.
- Ломоносов И. С., *Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны*, 166 с., Наука, Новосибирск, 1974.
- Ломоносов И. С., Мамырин Б. А., Прасолов Э. М., Толстихин И. Н., Изотопный состав гелия и аргона в некоторых гидротермах Байкальской рифтовой зоны, *Геохимия*, (11), 1743–1746, 1976.
- Ломоносов И. С., Писарский Б. И., Хилько С. Д., Роль неотектоники в формировании гидротерм Монголо-Байкальского орогенического пояса, *Роль рифтогенеза в геологической истории Земли*, сс. 164–168, Наука, Новосибирск, 1977.
- Лукина Н. В., Байкальская внутриконтинентальная рифтовая система, *Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов*, сс. 294–326, Наука, Москва, 1988.
- Лысак С. В., *Тепловой режим континентальных рифтовых зон*, 198 с., Наука, Новосибирск, 1988.
- Лысак С. В., Зорин Ю. А., *Геотермическое поле Бай-*

- кальской рифтовой зоны, 90 с., Наука, Москва, 1976.
- Лысак С. В., Писарский Б. И., Оценка теплового потока по изотопам гелия в газовом составе подземных вод Байкальской рифтовой зоны и окружающих районов, *Вулканизм и сейсмология*, (3), 45–55, 1999.
- Мамырин Б. А., Толстихин И. Н., *Изотопы гелия в природе*, 222 с., Энергоиздат, Москва, 1981.
- Мамырин Б. А., Ануфриев Г. С., Толстихин И. Н., Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах, *Доклады АН СССР*, 184, (5), 1197–1199, 1969.
- Минеев Д. А., (ред.), *Статистические методы при поисках рудных месторождений*, 122 с., Изд-во ИМГРЭ АН СССР–МГ СССР, Москва, 1973.
- Нагибина М. С., О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией, *Геотектоника*, (4), 15–26, 1967.
- Очерки по глубинному строению Байкальского рифта*, (отв. ред. Н. А. Флоренсов), 153 с., Наука, Новосибирск, 1977.
- Пиннекер Е. В., Писарский Б. И., Павлова С. Е., Лепин В. С., Изотопные исследования минеральных вод Монголии, *Геол. и геофизика*, 36, (1), 94–102, 1995.
- Поляк Б. Г., *Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры*, 192 с., Наука, Москва, 1988.
- Поляк Б. Г., Гордиенко В. В., Чешко А. Л., Каменский И. Л., Прасолов Э. М., Тарасов В. Н., Изотопы гелия в подземных флюидах Восточных Карпат, *Доклады РАН*, 367, (2), 244–249, 1999.
- Поляк Б. Г., Лаврушин В. Ю., Каменский И. Л., Мантийный гелий в минеральных источниках Забайкалья, *Материалы XV симп. по геохимии изотопов*, 24–27 ноября 1998 г., сс. 199–200, ГЕОХИ РАН, Москва, 1998.
- Поляк Б. Г., Прасолов Э. М., Буачидзе Г. И. и др., Изотопный состав He и Ar во флюидах Альпийско-Апеннинского региона и его связь с вулканизмом, *Доклады АН СССР*, 247, (5), 1220–1225, 1979а.
- Поляк Б. Г., Толстихин И. Н., Якуцени В. П., Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза, *Геотектоника*, (5), 3–23, 1979b.
- Поляк Б. Г., Прасолов Э. М., Каменский И. Л. и др., Изотопы гелия в газах Северного Кавказа: следы разгрузки тепломассопотока из мантии, *Геохимия*, (4), 383–397, 1998.
- Поляк Б. Г., Прасолов Э. М., Толстихин И. Н., Козловцева С. В., Кононов В. И., Хуторской М. Д., Изотопы гелия во флюидах Байкальской рифтовой зоны, *Известия АН СССР, сер. геол.*, (10), 18–33, 1992.
- Поляк Б. Г., Хуторской М. Д., Каменский И. Л., Прасолов Э. М., Тепломассопоток из мантии на территории Монголии (по изотопно-гелиевым и геотермическим данным), *Геохимия*, (12), 1693–1706, 1994.
- Прасолов Э. М., *Изотопная геохимия и происхождение природных газов*, 283 с., Недра, Ленинград, 1990.
- Прасолов Э. М., Толстихин И. Н., Ювенильные газы – He, CO₂, CH₄: их соотношения и вклад во флюиды земной коры, *Геохимия*, (10), 1406–1414, 1987.
- Прасолов Э. М., Поляк Б. Г., Хуторской М. Д., Козловцева С. В., Суханов А. А., Первые оценки величины ³He/⁴He в подземных флюидах Монголии, *Материалы X Всес. Симп. по стабильным изотопам в геохимии*, 3–5 декабря 1984 г., 57 с., ГЕОХИ АН СССР, Москва, 1984.
- Рязанов Г. В., *Морфология и генезис складок Ненской зоны*, 89 с., Наука, Новосибирск, 1979.
- Тектоника Евразии* (объяснительная записка к тектонической карте Евразии, масштаб 1:5 млн.), 428 с., Наука, Москва, 1966.
- Тектоника Монгольской народной республики*, 284 с., Наука, Москва, 1974.
- Тектоника Северной Евразии* (объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии, масштаб 1:5 млн.), 222 с., Наука, Москва, 1980.
- Ткачук В. Г., Толстихин И. И., (ред.), *Минеральные воды южной части Восточной Сибири*, т. 1, 345 с., 1961, т. 2, 200 с., 1962.
- Ткачук В. Г., Яснитская Н. В., Анкудинова Г. А., *Минеральные воды Бурят-Монгольской АССР*, 148 с., Изд. ВСФ АН СССР, Иркутск, 1957.
- Толстихин И. Н., Каменский И. Л., Форжаш В., Поляк Б. Г., Кононов В. И., Кудрявцев Д. И., Изотопы гелия в газах о. Сан-Мигель, Азорское плато, *Изв. АН СССР, сер. геол.*, (9), 137–147, 1991.
- Ханн В. Е., Происхождение Центрально-Азиатского горного пояса: коллизия или мантийный диапиризм, *Геодинамика внутриконтинентальных горных областей*, сс. 317–323, Наука, Новосибирск, 1990.
- Хуторской М. Д., *Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса*, 289 с., РУДН, Москва, 1996.
- Хуторской М. Д., Голубев В. А., Козловцева С. И. и др., *Тепловой режим недр МНР*, 127 с., Наука, Москва, 1991.
- Шерман С. И., *Физические закономерности развития разломов земной коры*, 102 с., Наука, Новосибирск, 1977.
- Clarke W. B., Beg M. A., and Craig H., Excess ³He in the sea: evidence for terrestrial primordial helium, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 6, 213–220, 1969.
- Craig H., and Lupton J., Primordial neon, helium and hydrogen in oceanic basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, (3), 369–385, 1976.
- Craig H., and Lupton J., Helium isotope variations: evidence for mantle plumes at Yellowstone, Kilauea and the Ethiopian rift valley, *Trans. Amer. Geophys. Un. (Eos)*, 59, (12), p. 1194, 1978.
- Craig H., and Rison W., Helium-3: Indian Ocean hot spot and the East African Rift, *Trans. Amer. Geophys. Un. (Eos)*, 63, (45), p. 1144, 1982.
- Du J., ³He/⁴He ratios and heat flow in the continental rift-valley, in: *Works of gas geochemistry*, (Ed. Xu Y.), pp. 165–171, Lanzhou: Gansu Science and Technology Press., 1992.
- Griesshaber E., O’Nions R. K., and Oxburgh E. R., Helium and carbon isotope systematics in crustal fluids from the Eifel, the Rhine graben and Black Forest, F.R.G., *Chem. Geol.*, (99), 213–235, 1992.
- Griesshaber E., O’Nions R. K., and Oxburgh E. R., Helium isotope systematics in crustal fluids from West Germany and adjacent areas, in: *European Geothermal Update* (Eds. K. Louwrier, E. Staroste, J. D. Garnish, and V. Karkou-

- lias), pp. 407-418, Kluwer Acad. Publ., 1989.
- Hooker P. J., O'Nions R. K., and Oxburgh E. R., Helium isotopes in North Sea gas fields and the Rhine rift, *Nature*, *318*, 273-275, 1985.
- Jenden P. D., Kaplan I. R., Poreda R. J., and Craig H., Origin of nitrogen-rich natural gases in the California Great Valley: evidence from helium, carbon and nitrogen isotope ratios, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *52*, (4), 851-861, 1988.
- Kamenskii I. L., Tolstikhin I. N., and Vetrin V. R., Juvenile helium in ancient rocks: I. ^3He excess in amphiboles from 2.8 Ga charnockite series: crust-mantle fluid in intracrustal magmatic processes, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *54*, 3115-3122, 1990.
- Kipfer R., Aeschbach-Herig W., Baur H., Golubev V., Hofer M., Hofmann R., Imboden D., and Klerck J., Hydrothermal activity in Lake Baikal: a possible trigger for density currents and deep water formation, (in prep.).
- Kurz M., Jenkins W.J., Schilling J. G., and Hart S. R., Helium isotopic variations in the mantle beneath the central North Atlantic Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *58*, 1-14, 1982.
- Loosli H. H., Lehman B. E., Gautschi A., and Tolstikhin I.N., Helium isotopes in rocks, minerals, and related groundwaters, in: *Proc. 8th Int. Symp. on Water-Rock Interaction* (Eds. Y. K. Kharaka and O. V. Chudaeu), pp. 31-34, Balkema, Rotterdam, 1995.
- Lupton J. E., Weiss R. F., and Craig H., Mantle helium in the Red Sea brines, *Nature*, *266*, 2440-2446, 1977.
- Marty B. and Tolstikhin I. N., CO_2 fluxes from mid-oceanic ridges, arcs and plumes, *Chem. Geol.*, (145), 233-248, 1998.
- Morgan W. G., Deep mantle convection plumes and plate motions, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, *56/2*, 203-213, 1972.
- O'Nions R. K., Griesshaber E., and Oxburgh E. R., Rocks that are too hot to handle, *Nature*, *342*, (6241), p. 391, 1989.
- Pinneker E. V., Pissarskiy B. I., and Pavlova S. E., Helium isotope data for the ground waters in the Baikal rift zones, *Isotopes Environ. Health Stud.*, *31*, 97-106, 1995.
- Polyak B. G., Kononov V.I., Tolstikhin I. N., Mamyrin B. A., and Khabarin L.V., The helium isotopes in thermal fluids, *IAHS Publ.*, (119), 17-33, 1976.
- Polyak B. G., Prasolov E. M., Kononov V. I., Verkhovskiy A. B., Gonzalez A., Templos L. A., Espindola J. M., Arellano J. M., and Manon A., Isotopic composition and concentration of inert gases in Mexican hydrothermal systems, *Geofisica Int.*, (21), 193-227, 1982.
- Polyak B. G., Prasolov E. M., Cermak V. and Verkhovsky A. B., Isotopic composition of noble gases in geothermal fluids of the Krusne Hory Mts. (Czechoslovakia) and geothermal anomaly, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *49*, 695-699, 1985.
- Polyak B. G., Yakovlev L. E., Kamenskii I. L., Tolstikhin I. N., Marty B. and Cheshko A. L., (in press), Helium isotopes, tectonics and heat flow in the Northern Caucasus, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *64*, No. 11, 1925-1944, 2000.
- Poreda R. J., Jeffrey A. W. A., Kaplan I. R., and Craig H., Magmatic helium in subduction-zone natural gases, *Chem. Geol.*, *71*, 199-210, 1988.
- Sano Y., Tominaga T., Nakamura Y., Wakita H., $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in methane-rich gases in Japan, *Geochem. Journ.*, *16*, 237-245, 1982.
- Scarsi P. and Craig H., Helium Isotope ratios in Ethiopian rift basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *144*, 505-516, 1996.
- Sengör A. M. C., Collision of irregular continental margins? Implication for foreland of Alpine-type orogens, *Geology*, (4), 427-430, 1976.
- Sengör A. M. C., Burke K., and Dewey J. F., Rifts at high angles to orogenic belts: tests for their origin and the upper Rhine graben as an example, *Am. J. Sci.*, *278*, 24-40, 1978.
- Shaw H. R., The fracture mechanism of magma transport from the mantle to the surface, *Physics of magmatic processes*, (Ed. R. B. Hargraves), pp. 201-264, Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., 1980.
- Tolstikhin I. N., Lehmann B. E., Loosli H. H., and Gautschi A., Helium and argon isotopes in rocks, minerals, and related groundwaters: A case study in northern Switzerland, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *60*, 1497-1514, 1996.
- Tolstikhin I. N., Lehmann B. E., Loosli H. H., Kamensky I. L., Nivin V. A., Orlov S. P., Ploschansky L. M., Tokarev I. V., and Gannibal M. A., Radiogenic helium isotope fractionation: The role of tritium as ^3He precursor and geochemical implications, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *63*, 1605-1611, 1999.
- Zorin Yu. A. and Lepina S. V., Geothermal aspects of development of asthenospheric upwelling beneath continental rift zone, *Journ. Geodynamics*, (3), 1-22, 1985.

(Поступила в редакцию 15 ноября 1998.)