

## ИЗОТОПЫ ГЕЛИЯ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ТУНКИНО-ОКИНСКО-САЯНСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ (*Восточный Саян*): КОРРЕЛЯЦИЯ С ТЕПЛОВЫМ ПОТОКОМ

К.М. Рычкова, О.Д. Аюнова

*Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,  
667007, Кызыл, ул. Интернациональная, 117а, Россия*

Представлены результаты изучения отношения концентраций изотопов гелия в подземных флюидах Восточного Саяна. Выявлена Окинско-Саянская аномалия протяженностью около 350 км. Она является продолжением Тункинской изотопно-гелиевой аномалии юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны. Пространственное распределение аномалии связано с разломной зоной Восточного Саяна. Рассчитаны значения теплового потока ( $q_R$ ), совпадающие с прямыми измеренными значениями ( $q_T$ ). На всем протяжении Окинско-Саянской и Билин-Бусийнольской рифтовых зон наблюдается сопряженность аномальных значений теплового потока и  $^3\text{He}/^4\text{He}$ . Сопряженность теплового потока и  $^3\text{He}/^4\text{He}$  на всем протяжении разломной зоны подтверждает, что оба параметра (геофизический и геохимический) обусловлены процессом тепломассопереноса. Носителем мантийного гелия и глубинного тепла является силикатное вещество — мантийные массы плюма Южно-Байкальской вулканической области (ЮБВО). Установленная согласованная вариативность аномальных значений отношений изотопов гелия и теплового потока по Окинско-Саянской разломной зоне указывает на продолжение рифтогенных и магматических процессов по простиранию Восточно-Саянского разлома. Такая картина согласуется с данными сейсмотомографии, по которым низкоскоростные аномалии под юго-западной частью Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) в верхних 200 км литосферы протягиваются вплоть до Сибирского кратона. Условиями, способствующими проявлению магматизма на крайнем юго-западе БРЗ, явились изменение тектонического режима в плиоцене и активность мантийных масс плюма ЮБВО. Полученные изотопно-гелиевые данные и высокие значения теплового потока указывают на продолжение рифтогенной и магматической активности на северо-запад по простиранию разломных зон Восточного Саяна и соответствуют геотермической модели для континентальных рифтов, в которой активность мантии — не причина, а следствие деформаций в перекрывающей литосфере.

Предложенная геотермическая модель для Байкало-Монгольского региона продолжается на северо-запад за пределы трехлучевой системы грабенов по простиранию разломных зон Восточного Саяна.

*Отношения изотопов гелия, тепловой поток, аномалия, вулканизм, магматизм, разломы, рифтогенез, Байкальская рифтовая зона, Восточно-Саянский разлом, Тункинская впадина, Окинский грабен, Билин-Бусийнольская впадина.*

## HELIUM ISOTOPE RATIOS IN SPRING WATERS OF THE TUNKA–OKA–SAYAN RIFT (*East Sayan area*): CORRELATION WITH HEAT FLOW

K.M. Rychkova and O.D. Ayunova

Studies of helium isotope ratios in groundwaters discharging as springs within the Tunka–Oka–Sayan rift in the East Sayan area reveal an anomaly extending for 350 km along the East Sayan fault on the extension of the Tunka anomaly in the southwestern flank of the Baikal rift system. The calculated heat flow values ( $q_R$ ) agree with the measured ones ( $q_T$ ), and the heat flow anomalies correlate with those in the  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios throughout the Oka–Sayan and Bilin–Busiyn-Gol rifts. The correlation of the geophysical and geochemical parameters confirms that both are controlled by heat and mass transfer. Both mantle helium and heat apparently originate from a mantle plume beneath the South Baikal volcanic province (SVVP). The concordant  $^3\text{He}/^4\text{He}$  and heat flow patterns in the Oka–Sayan fault record ongoing rifting and magmatism along the East Sayan Fault zone. The helium isotope and heat flow anomalies are consistent with the presence of low-velocity zones in the upper 200 km beneath the southwestern Baikal rift zone as far as the southern edge of the Siberian craton, which are detectable in seismic tomography images. Magmatism in the extreme southwest of the Baikal rift zone was maintained by active tectonic movements in the Pliocene and by the activity of the SBVP mantle plume. The obtained helium isotope data and high heat flow values indicate that rifting and magmatism propagate northwestward along the East Sayan fault zone. This pattern fits the geothermal model for continental rifts implying that magmatic activity in the western end of BRS has been controlled by lithospheric deformation. The geothermal model for the Baikal–Mongolia region covers the area northwest of the system of three rift basins along the East Sayan faults.

*$^3\text{He}/^4\text{He}$  ratio, heat flow, anomaly, volcanism, magmatism, faults, rifting, Baikal rift system, East Sayan Fault, Tunka basin, Oka basin, Bilin–Busiyn-Gol basin*

## ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемый район расположен на крайнем юго-западе Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) в пределах 96—103° в.д. и 50—53° с.ш. и включает западную часть Южно-Байкальской вулканической области (ЮБВО). Формирование ЮБВО ряд исследователей [Ярмолюк и др., 2003] связывают с плюмом из Центрально-Азиатского горячего поля мантии. Другие полагают, что глубинный магматизм связан с рифтогенной активизацией Тувино-Монгольского массива и сопредельных территорий [Расказов и др., 2007]. Сейсмоотографические исследования, проведенные в этом регионе, выявили низкоскоростные аномалии в основании ЮБВО. Их связывали с подъемом астеносферы к подошве земной коры [Мордвинова и др., 2007], а в более поздних работах — с наличием «...восходящего мантийного плюма, генерация которого обусловлена оттоком излишков тепла из-под мощной и плотной литосферы... Сибирского кратона...» [Мордвинова и др., 2015, с. 337]. В работе [Zhao, 2009] плюм установлен в основании ЮБВО.

Однозначной генетической меткой резервуара-источника вещества является отношение в нем концентраций легкого и тяжелого изотопов гелия ( ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = R$ ). В земных объектах оно варьирует в пределах трех порядков величины от  $\sim n \cdot 10^{-5}$  до  $\sim n \cdot 10^{-8}$ . Минимальное значение  $R_{\text{кор.}} \sim (2 \pm 1) \cdot 10^{-8}$  отвечает древней платформенной коре, в которой в результате распада в космогенное пространство. Величины  $R > R_{\text{к}}$  обусловлены большим содержанием в общем количестве гелия легкого изотопа  ${}^3\text{He}$ , благодаря чему в мантии  $R_{\text{м}} \sim 10^{-5}$ . Гелий мантии поступает в кору вместе с мантийными расплавами [Поляк, 1988]. Выделяясь из них в омывающие магматические тела подземные флюиды, он смешивается с коровым гелием в разной пропорции и становится региональной характеристикой структурно-тектонических единиц, как и тепловой поток. Между плотностью кондуктивного теплового потока ( $q_R$ ) и изотопным составом гелия существует прямая корреляционная связь  $q_R = 18.23 \lg R + 181.82$ , свидетельствующая, что оба разнородных параметра (геохимический и геофизический) обусловлены единым процессом теплопереноса. Эта связь была подтверждена и в настоящее время широко применяется как для уточнения, детализации, так и для определения теплового потока во многих регионах земного шара [Хуторской и др., 1991; Du, 1992; Лысак, Писарский, 1999; Italiano et al., 2000; Гордиенко, Тарасов, 2001].

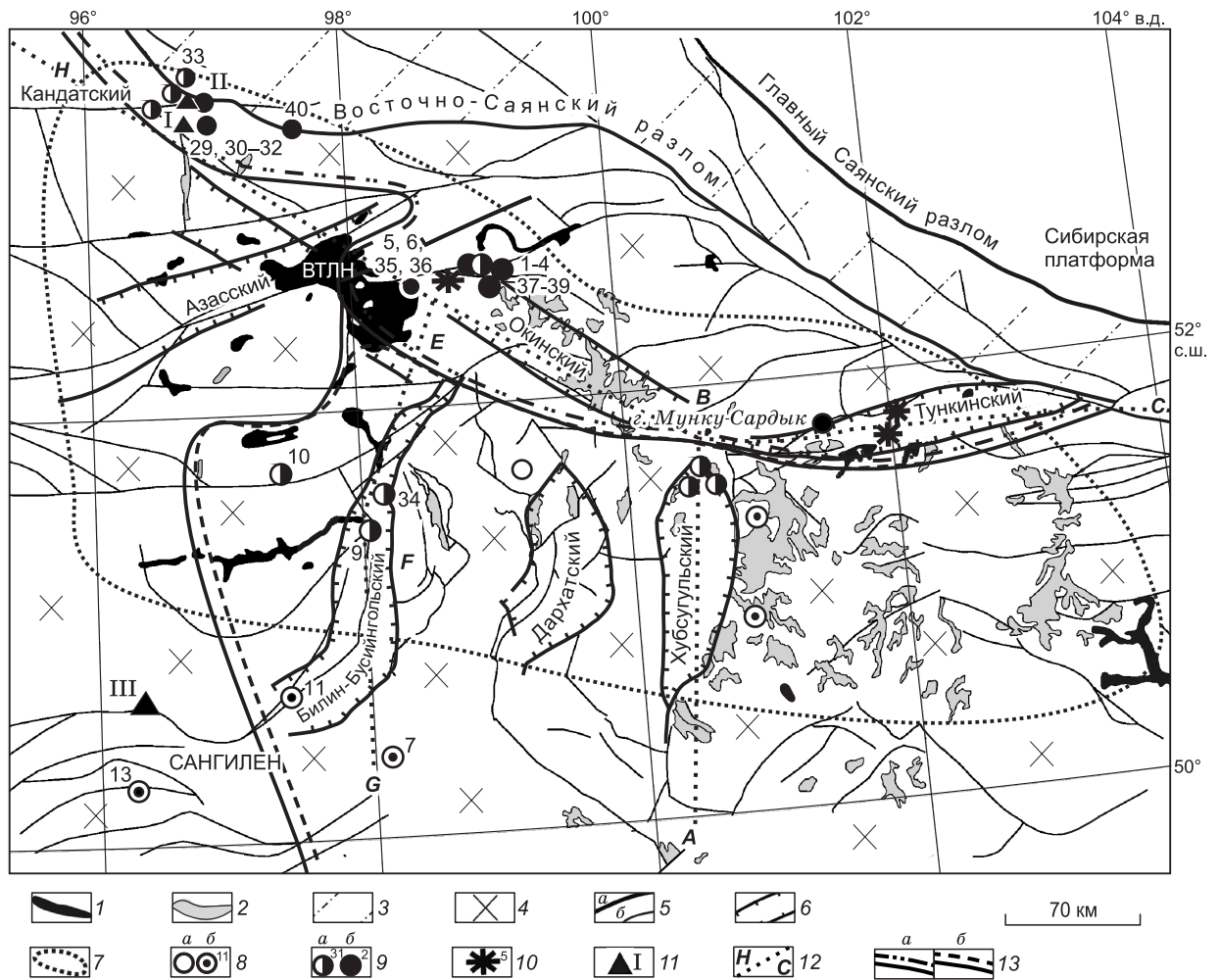
Для определения и уточнения теплового потока на территории Тувы исследованы 28 источников, из них 17 — в пределах Окинско-Билин-Бусийгольского рифтов на западном фланге БРЗ. Был использован метод определения теплового потока по величине отношения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  в термоминеральных источниках и выявлена изотопная аномалия гелия, являющаяся продолжением Тункинского мантийного гелиевого изотопного максимума [Рычкова и др., 2007]. Рассчитанные по изотопному составу гелия в газах термоминеральных источников значения теплового потока ( $q_R$ ) подтвердили его прямые определения (измерения) теплового потока в трех пунктах на западном фланге БРЗ [Рычкова и др., 2007; Дучков и др., 2010].

Исследования распределения изотопов гелия и теплового потока в рифтовых зонах океанов и на континентах показали разную геодинамическую природу этих обстановок. В срединно-океанических хребтах растяжение литосферы вызывается активностью мантии, а при континентальном рифтогенезе активность мантии является следствием деформаций в перекрывающей литосфере [Поляк, 2004; Хуторской, Поляк, 2014]. В 2011—2016 гг. с целью выявления следов мантийного воздействия на структуру Восточного Саяна нами были дополнительно изучены 7 проявлений подземных флюидов по линии простирающегося Окинско-Саянской разломной зоны крайнего запада БРЗ (рис. 1).

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Пробы на изотопный состав газов отбирали согласно апробированной методике. Анализ проб производился в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) на масс-спектрометре МИ-1201. Дегазация (вакуумная) воды, газовый анализ осуществлялись на стеклянной ртутной установке типа Хлопина-Герлинга. В пробах определяли концентрации He, Ne, иногда Ar, а также отношения изотопов  $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ ,  ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$  и  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ . Повторное опробование в течение 2—7 лет нескольких групп источников показало постоянство уровня изотопно-гелиевых отношений во времени, что позволяет обосновать возможность выявления их латеральных различий.

Чтобы исключить влияние контаминации проб атмосферным гелием, в котором  $R_{\text{атм}} = 1.4 \cdot 10^{-6}$  [Мамырин и др., 1970], возможной при смешивании восходящих потоков с инфильтрационными водами, была введена поправка (табл. 1), исключая долю атмосферного гелия в балансе гелия пробы, согласно формуле [Поляк, 2000]:



**Рис. 1.** Изотопы гелия в подземных флюидах Восточного Саяна [Ярмолюк и др., 2003], ГИС-атлас карт геологического содержания м-ба 1:500 000 по Красноярскому краю, Республике Хакасия, Республике Тува, Эвенкийскому АО, <http://atlaspacket.vsegei.ru>.

1, 2 — позднекайнозойские базальты: 1 — позднеплиоцен-голоценовые, 2 — допозднеплиоценовые; 3 — метаморфический комплекс рифея и венда с интрузиями нижнего кембрия; 4 — венд-кембрий с массивами нижнепалеозойских интрузий; 5 — разломы: а — структурные, б — региональные; 6 — грабены; 7 — контур Южно-Байкальской вулканической области; 8–10 — пункты определения отношения изотопов гелия, его величина ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ )· $10^{-8}$  соответственно: 8, а — (6–17)· $10^{-8}$ ; 8, б — (18–50)· $10^{-8}$ ; 9, а — (51–140)· $10^{-8}$ ; 9, б — (141–420)· $10^{-8}$ ; 10 — > 420· $10^{-8}$ ; 11 — пункт определения теплового потока в скважинах; 12 — осевая линия распределения изотопов гелия по простиранию рифтовых зон (номера источников на карте соответствуют их номерам в табл. 1; распределение изотопов гелия по линии ABC, по работе [Поляк, 2000]); 13 — гидроминеральные области: а — Восточно-Саянская область минеральных вод, б — Прихубсугульская область азотных терм. ВТЛН — Восточно-Тувинское лавовое нагорье.

$$R_{\text{испр}} = [R_{\text{изм.}} \cdot (^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{изм.}} - R_{\text{атм.}} \cdot (^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{атм.}}] / [(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{изм.}} - (^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{атм.}}]. \quad (1)$$

В большинстве исследованных образцов величина  $R_{\text{испр}}$  практически близка к  $R_{\text{изм.}}$ , что указывает на отсутствие либо на незначительную контаминацию атмосферным гелием. Полученные значения  $R_{\text{изм.}}$  и  $(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{изм.}}$  сравнивались с атмосферными значениями  $R_{\text{атм.}}$  и  $(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{атм.}} = 0.3$  (рис. 2). Практически все пробы находятся в зоне смешения между коровой и мантийной компонентами. Они в разной степени содержат глубинные коровый и мантийный гелий, за исключением источников 31, 33, находящихся вблизи точки, характеризующей атмосферу (AIR). Оценка доли гелия мантии ( $\text{He}_m$ ) в общем количестве гелия в пробе ( $\text{He}_{\text{изм.}}$ ) (см. табл. 1) была произведена по формуле [Поляк, 2000]

$$\text{He}_m / \text{He}_{\text{изм.}} = (R_{\text{испр.}} - R_k) / (R_m - R_k), \quad (2)$$

где  $R_k = 2 \cdot 10^{-8}$  и  $R_m = 1200 \cdot 10^{-8}$ , и варьирует в пробах от 3 до 38 %.

Таблица 1. **Изотопы гелия и оценки теплового потока Восточного Саяна**

№ п/п	№ источника (скважины)	Название источника	$R_{изм.}$ 10 <sup>-8</sup>	<sup>4</sup> He/ <sup>20</sup> Ne	$R_{испр.}$ 10 <sup>-8</sup>	He <sub>м</sub> , %	$q_R, q_T$ мВт/м <sup>2</sup>	Литературный источник
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<b>Источники Окинского грабена</b>								
1	1	Холун-Угун	155 140	68 —	156 —	13 12,5	76 75	[Рычкова и др., 2007] [Бадминов и др., 2013]
2	2	Шутхулай	210 180	6 —	214 —	18 16	78 77	[Рычкова и др., 2007] [Бадминов и др., 2013]
3	3	Хойто-Гол	62 68	732 —	62 —	5 7	69 69	[Рычкова и др., 2007] [Бадминов и др., 2013]
4	4	Красные камни	162 140	7700 —	162 —	13 12,5	76 75	[Рычкова и др., 2007] [Бадминов и др., 2013]
5	37	Даргал	64	—	—	5,7	69	»
6	38	Дунду-Гол	140	—	—	12,5	75	»
7	39	Родник, вулкан	190	—	—	17	78	»
Итого			126	—	—	9.7	74	—
<b>Источники Восточно-Тувинского лавового нагорья</b>								
8	5	Чойган	420 310	43 —	422 —	38 28	84 81	[Рычкова и др., 2007] [Бадминов и др., 2013]
9	6	Биче-Соруг	179*	1*	196	16	77	[Рычкова и др., 2007]
10	35	Соруг	280	—	—	25	81	[Бадминов и др., 2013]
11	36	Торпа	370	—	—	33	83	»
Итого			345	—	—	31	82	—
<b>Группа Кандатских источников</b>								
12	40	Исвен (Йи-Спен)	217	9.1	250	21	79	Отбор пробы 2016 г.
13	30	Шандал-Ой (Соруг)	253	18.8	255	21	79	[Рычкова, Лебедев, 2013]
14	31	Арыскан (Даштыг)	144	0.38	—	—	—	»
15	32	Нижний Кадыр-Ос	140	10	140	12	75	»
16	29	Ак-Суг скв 8	103	2.2	97	8	72	»
17	33	Кизи-Хемский (Чямджак)	122	0.36	—	—	—	»
18	скв. I	Ак-Суг	—	—	—	—	$q_T = 75$	[Тепловое поле..., 1987]
19	скв. II	Арыскан	—	—	—	—	$q_T = 77$	[Соколова, Дучков, 2008]
Итого			—	—	185	16	76	—
<b>Источники Билин-Бусийнгольского грабена</b>								
20	7	Тарыс	41	—	41	3	65	[Рычкова и др., 2007]
21	9	Уш-Бельдир	54	—	54	5	68	»
22	34	Шишхид-Гол	80	—	54	5	—	»
23	10	Маймалыш	129	—	129	11	74	»
24	11	Салдам	44	—	43	4	66	»
25	13	Нарын	45	—	44	4	66	»
26	скв. III	Улуг-Танзек	—	—	—	—	$q_T = 60$	[Тепловое поле...1987]
Итого			—	—	61	5	67	—

Примечание. Номера источников и скважин в таблице соответствуют номерам на рис. 1, 2, 4.

\* Примесь воздуха уменьшила истинное значение  $R_{изм.}$  и <sup>4</sup>He/<sup>20</sup>Ne.

Значения отношений изотопов гелия были использованы для оценки теплового потока по формуле [Поляк, 1988]

$$q_R = 18.23 \cdot \lg R + 181.82. \quad (3)$$

Общий химический и газовый, микроэлементный составы определяли в научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии Научно-образовательного центра «Вода» при Томском политехническом университете.

Изотопный состав углерода в диоксиде углерода в трех пунктах хр. Восточный Саян (6 проб) (табл. 2) анализировался в лаборатории изотопных методов Томского филиала СНИИГГиМС на масс-спектрометре DELTA V ADVANTAGE, с учетом химической подготовки проб с точностью (границы абсолютной погрешности при вероятности  $p = 0.95$ ) по углероду 0.5 ‰.

Размещение пунктов изотопно-гелиевого опробования подземных флюидов показано на рис. 1.

Таблица 2. **Изотопы углерода в диоксиде углерода в источниках Восточного Саяна**

№ п/п	Место отбора, номер пробы	Дата отбора	Вид пробы	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰CO <sub>2</sub>
1	*Нижний Кара-Ос, 3	17.07.13	Газ	-8.1
2	*Нижний Кара-Ос, 1	»	»	-6.4
3	Шандал-Ой (Соруг), 1	19.07.13	»	-7.3
4	Шандал-Ой (Соруг), 2	»	»	-7.5
5	Арыскан (Даштыг), 1	23.07.13	»	-7.1
6	Арыскан (Даштыг), 2	19.08.13	»	-7.6

\* Пробы отбирали из разных выходов источника Кара-Ос в пойменной части р. Нижний Кара-Ос.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

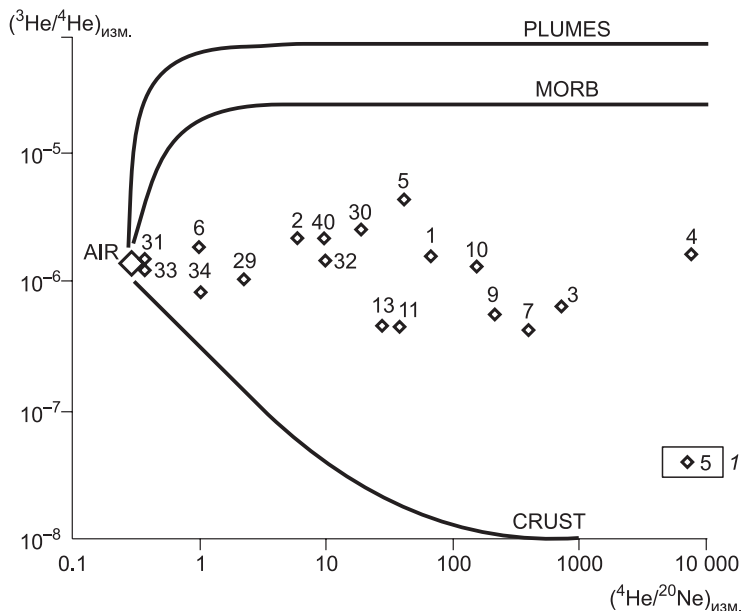
Рассматриваемый район входит в северо-западную часть Тувино-Монгольского сегмента Центрально-Азиатский складчатой провинции и включает область сочленения Сибирской платформы и подвижных Монгольской и Амурской плит [Зоненшайн, Савостин, 1979]. Структура региона образовалась в результате нескольких этапов тектогенеза, протекавших от докембрия до ордовика включительно. Главный Саянский разлом разделяет Сибирскую платформу и Монгольскую плиту. Граница с Амурской плитой ограничена тройной системой грабенов Байкальской рифтовой зоны (см. рис. 1).

Самый древний кристаллический фундамент, образующий структурно-формационную зону байкалид представлен метаморфическим комплексом мезопротерозоя (рифей) и верхнего неопротерозоя (венда) с несогласным залеганием нижнего кембрия. Байкалиды выделяются значительным распространением карбонатных пород в докембрии и резким несогласным залеганием нижнекембрийских отложений [Геология..., 1966]. Они охватывают на северо-востоке почти весь Восточный Саян, а на юге — Сангиленское нагорье и Хубсугульскую систему впадин. Зона ранних каледонид занимает центральную часть рассматриваемой территории и включает Тоджинский межгорный прогиб, сформированный вулканогенно-осадочными образованиями докембрия и нижнего кембрия, прорываемых огромными массивами гранитоидных нижнесреднепалеозойских интрузий. Восточно-Саянский разлом является структурным швом, разделяющим древние байкалиды на севере и каледониды на юге. Он выражен серией разрывных нарушений общего северо-западного направления. С ним сочленяется широтный глубинный региональный Кандатский разлом. Четкую границу на востоке между структурами провести сложно, так как они разобщены огромными полями гранитоидов. Для всего региона характерно общее поднятие, при этом скорость поднятия хребтов значительно выше той, которая отмечается для межгорных прогибов.

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ И ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ РЕГИОНА В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

Вулканические области Центрально-Азиатской складчатой провинции тяготеют главным образом к границам Амурской микроплиты. С ними сопряжены системы грабенов. Для вулканических областей складчатого комплекса характерны крупные (до  $n \times 1000 \text{ км}^2$ ) лавовые плато, кроме того, отмечаются щитовые вулканы, а также многочисленны долинные потоки.

Тектоническая активность в кайнозое связана с развитием Байкальской рифтовой зоны, а магматическая выражена многочисленными проявлениями вулканизма на ее обширной территории. Вулканические поля объединены в Южно-Байкальскую вулканическую область размером  $350 \times 450 \text{ км}$ , включающую



**Рис. 2. Соотношение измеренных значений  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  в газах Восточного Саяна.**

Кривые PLUMES и MORB отвечают значениям  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  в резервуарах нижней мантии и мантии типа MORB; кривая CRUST отвечает коровым значениям; AIR соответствует атмосферным значениям. I — местоположение пробы и ее номер.

позднекайнозойские базальты у юго-западной оконечности оз. Байкал. Важной структурной особенностью области является трехлучевая система грабенов — Тункинского, Окинского, Хубсугульского, сходящихся в центре области в районе наиболее высокой вершины региона — горы Мунку-Сардык (см. рис. 1). Соответственно этому выделены три вулканических сектора: Тункинский, Окинский и Хубсугульский. На основании геохимических и изотопных исследований вулканитов установлено, что в образовании магматических расплавов ЮБВО принимали ведущее участие деплетированные источники мантии типа PREMA и с вариативной долей источники типа EM-II и EM-I. Это позволило увязать формирование ЮБВО с воздействием на литосферу нижнемантийного плюма Центрально-Азиатского горячего поля мантии [Ярмолюк и др., 2003]. Наличие подъема астеносферной мантии [Зорин и др., 2006] и низкоскоростных аномалий под локальными выступами астеносферы [Кулаков, 2008], а под Хангаем мантийной струи, прослеженной до глубин 450—600 км [Мордвинова и др., 2007, 2015], подтверждает связь позднекайнозойской вулканической активности с горячим полем мантии [Ярмолюк и др., 2003]. На основе петролого-геохимических и сейсмотомографических исследований с привлечением геолого-структурных и морфотектонических данных показано, что «...кайнозойский вулканизм Хангая имеет мантийную природу и тесно связан с... действием восходящего ... потока в верхней мантии...» [Бушенкова и др., 2008, с. 381].

Его деятельность с этапами активных процессов и периодами затишья проявлялась с позднего олигоцена до новейшего времени. В позднем олигоцене (> 23 млн лет) вулканические излияния происходили практически на всей территории ЮБВО в условиях слаборасчлененного рельефа, поэтому исследователями он выделен как ареальный [Ярмолюк и др., 2003]. Раннемиоценовый вулканизм (23—17 млн лет) характеризуется наиболее мощными лавовыми излияниями около 9 тыс. км<sup>3</sup>. Он проявлен преимущественно в центральной части ЮБВО и приурочен к структурным депрессиям и межгорным прогибам. Позднее, в среднем миоцене формируется тройная система грабенов: Тункинского, Хубсугульского, Окинского. К ним приурочены вулканические поля среднего—позднего миоцена (16—6 млн лет) [Ярмолюк и др., 2003]. Активность извержений в этот период постепенно уменьшается и к плиоцену (6—3 млн лет) она отмечена лишь отдельными мелкими полями в пределах Хубсугульского и Окинско-грабенов.

Режим напряжений на юго-западном фланге БРЗ начиная с олигоцена менялся от трансенсивного на рубеже раннего—позднего плиоцена. С позднего плиоцена тектонический режим резко изменяется: ось сжатия имеет СВ направления со сдвиговой компонентой [Парфеев, Саньков, 2006]. С изменением режима напряжений в позднем плиоцене связано возникновение неотектонических Азасского, Билин-Бусийнгольского грабенов.

В этот же период происходит резкая активизация и перемещение позднеплиоцен-плейстоцен-голоценового вулканизма (< 3 млн лет) на северо-запад. Наиболее мощные излияния произошли на северо-западе Окинско-грабена. Они образуют Восточно-Тувинское лавовое нагорье и многочисленные лавовые реки, объединенные в Восточно-Тувинский вулканический ареал, — одно из крупнейших лавовых полей новейшего времени в Центральной Азии [Сугоракова и др., 2003]. Общий объем излияний вулканизма составил около 700 км<sup>3</sup>. Установлено не менее 18 вулканических событий в истории с позднего плиоцена по настоящее время, проявленных преимущественно в виде вспышек вулканической активности в форме лавовых излияний. Нижний ярус ВТЛН образует лавовое плато, возникшее в интервале 2.14—1.2 млн лет. Это период наиболее мощных излияний трещинного типа. Верхний ярус представлен останцами вулканических сооружений типа столовых гор возраста 760—48 тыс. л. н. Последние крупные излияния — лавы р. Жом-Болок на северо-востоке ВТЛН произошли 1—2 тыс. л. н. Объем вулканической лавы составил около 10 км<sup>3</sup>. Центром излияний явился ряд небольших шлаковых вулканов трещинного типа. О неоднократной магматической активизации этого района свидетельствуют продукты среднемиоценового вулканизма как под новейшими вулканитами ВТЛН, так и за его пределами [Сугоракова и др., 2003].

С изменением режима напряжений в позднем плиоцене связано возникновение неотектонических Азасского и Билин-Бусийнгольского грабенов. Азасский грабен послужил вместилищем лав, а субмеридиональный Билин-Бусийнгольский грабен (ББГ) является самым западным в системе Хубсугульских впадин. Вулканизм незначительно проявлен в его центральной части, далее на юг грабен практически амагматичен.

**Гидрогеохимия исследованных источников.** Вулканическая и тектоническая активность обусловила в регионе гидротермальную деятельность. Она представлена многочисленными выходами термальных и холодных азотных и углекислых вод, приуроченными к глубинным разломам.

На рассматриваемой территории выделены [Пинеккер, 1968] две гидроминеральные области (см. рис. 1):

на севере — Восточно-Саянская область углекислых, азотно-углекислых холодных и горячих вод, которая простирается на восток в пределах хр. Восточный Саян и захватывает Тункинскую впадину;

на юге – Прихубсугульская область азотных кремнистых терм, включающая минеральные выходы системы Хубсугульских впадин.

Воды Восточно-Саянской области разделяются на термальные с температурой на выходе выше климатической среднегодовой и холодные, а по преобладающему компоненту газовой фазы – на азотные и азотно-углекислые и углекислые. Минеральные источники выходят на поверхность на высотах от 1200 до 2000 м. С Окинской гидроминеральной линией, проходящей по долине р. Сенца (приток р. Ока), связаны опробованные азотно-углекислые и углекислые термальные и холодные источники Холон-Угун, родник под влк. Перетолчина, Дунду-Гол, Хойто-Гол, Красные камни, Даргал, Шутхулай, Чойган, Биче-Соруг, Соруг, Торпа (№ 1–6, 35–39). Химический и газовый состав подземных флюидов источников приведен в [Минеральные воды..., 1962; Пинеккер, 1968; Бадминов и др., 2001, 2013; Рычкова, Оюн, 2012].

В зоне широтного Восточно-Саянского разлома расположены источники преимущественно углекислого состава, термальные и холодные. Нами опробованы источники на химический и газовый составы: Исвен, Шандал-Ой (Соруг), Нижний Кадыр-Ос, Ак-Сугский, Арысканский (Даштыгский), Кижихемский (Чямджак) (№ 29–33, 40) (см. рис. 1). Подземные флюиды слабокислые, преимущественно гидрокарбонатные. Концентрации хлор-иона в водах находятся в пределах от 32 до 36 мг/л. По катионному составу воды в основном натриево-кальциевые (46–63 мас. % экв. кальция) с общей минерализацией от 758 до 2169 мг/л в источнике Арыскан. В микрокомпонентном составе Нижнего Кадыр-Оса и Арыскана отмечаются высокие концентрации лития, кремния, железа (от 0.67 до 5.54 мг/л), в меньших количествах — мышьяка, молибдена, селена и фтора. Во флюидах Арыскана наблюдается очень высокое содержание урана, более 1 мг/л. Подземные флюиды Кижихемского источника являются слабощелочными, пресными, гидрокарбонатными, магниевыми-кальциевыми с минерализацией 434 мг/л, с содержанием железа 0.34 мг/л.

**Изотопный состав углерода углекислого газа.** Как видно из табл. 2, лишь для углекислого газа из Нижнего Кадыр-Оса значения  $\delta^{13}\text{C}$  в двух пробах значительно отличаются между собой ( $\Delta = 1.7 \text{ ‰}$ ). Во всех остальных пробах углекислый газ не отличается по изотопному составу углерода, интервал значений  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-7.1$  до  $-7.6 \text{ ‰}$ . Эти значения близки к изотопному составу углерода глубинной углекислоты  $\delta^{13}\text{C} \cong -7 \text{ ‰}$  [Хефс, 1983]. По изотопным данным, вероятно, эти минеральные источники связаны с разломами или трещинами, по которым поступает глубинный флюид, содержащий большое количество глубинной изотопно-тяжелой углекислоты. Причем эта связь с разломами обнаруживается во всех изученных источниках, что подтверждает близкий, изотопно-тяжелый состав углерода углекислоты.

В районе месторождения Ак-Суг скважинами вскрыты воды, содержащие высокие концентрации сульфат-иона (от 333 до 917 мг/л), нейтральные и слабощелочные гидрокарбонатно-сульфатные, преимущественно кальциевые с минерализацией от 749 до 1451 мг/л в давно пробуренной скважине, где возможен застойный режим вод. Особенности микрокомпонентного состава являются повышенные концентрации фтора, стронция и молибдена, иногда селена, мышьяка и кадмия.

Подземные флюиды источника Исвен по составу гидрокарбонатные, магниевые-кальциевые с минерализацией 0.62 г/л [Оргильянов и др., 2017].

В Прихубсугульской области азотных кремнистых терм Билин-Бусийнгольский меридиональный разлом выводит многочисленные источники. Химический и газовый составы приведены в [Пинеккер, 1968]. Нами опробованы на определение концентрации отношения изотопов гелия подземные флюиды источников Уш-Бельдир, Маймалыш, Тарыс, Тере-Хольские (Салдамские), Шишхид-Гол, Нарын (№ 7, 9—11, 13, 34).

Названия источников даны по [Пинеккер, 1968], в скобках местные названия. Местоположение изученных источников приведено на рис. 1.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Изотопный состав гелия в газах источников.** Как следует из приведенных данных (см. табл. 1; рис. 1), почти все опробованные источники показали величины отношения  ${}^3\text{He} / {}^4\text{He}$ , значительно превосходящие фоновые для древнего фундамента региона.

В Окинском грабене на западном фланге опробованы шесть источников с углекисло-азотным составом газов (1—4, 37—39, см. табл. 1; рис. 1). Они расположены в долине р. Сенца и хребтовой части Восточного Саяна и приурочены к новейшим разломам широтного и северо-восточного простирания. В газах источника Родник (№ 39), расположенного на высоте около 2000 м в верховьях лавовой р. Жом-Болок близ голоценового влк. Перетолчина, отношение изотопов гелия  $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 190 \cdot 10^{-8}$ . Доля мантийного Не в общем количестве этого газа в газовой фазе составляет 17 %. Меньшие значения  $R = (60\text{--}64) \cdot 10^{-8}$  определены в двух источниках Хойто-Гол и Даргал (№ 3, 37), расположенных в 12 км южнее. Но еще в 1.5—2.0 км южнее, в термальных источниках Холон-Угун, Красные камни и Дунду-Гол (№ 1, 4 и 38 соответственно)  $R_{\text{изм}}$  снова возрастает до  $(140\text{--}162) \cdot 10^{-8}$ . Для этих источников харак-

терно уменьшение температуры примерно на 3—5 °С по сравнению с данными в [Минеральные воды..., 1962] и понижение уровня воды в озерах, образованных водами источников. Максимальное в долине р. Сенца, в левом ее борту значение  $R_{\text{изм.}} = 210 \cdot 10^{-8}$  оказалось в холодном углекислом источнике Шутхулай (№ 2), расположенном в 4 км южнее. Таким образом, величина  $R_{\text{ср.}}$  в источниках Окинско-Саянского грабена варьирует от 60 до  $217 \cdot 10^{-8}$ , в среднем составляя  $141 \cdot 10^{-8}$ , что практически в два раза ниже, чем в газах источника Нилова Пустынь на западном фланге Тункинской впадины ( $280 \cdot 10^{-8}$ ) [Поляк, 2000].

На Восточно-Тувинском лавовом нагорье (ВТЛН), где произошли наиболее значительные излияния новейших лав (около  $650 \text{ км}^3$ ), источники, выводимые в точках 5, 6, 35, 36 новейшим глубинным широтным разломом в метаморфических породах кембрия, характеризуются резким возрастанием в гелии доли мантийного компонента, в среднем до 31 %. Величина  $R$  варьирует от  $196 \cdot 10^{-8}$  до  $422 \cdot 10^{-8}$  при среднем значении  $R_{\text{ср.}} = 316 \cdot 10^{-8}$ . Самое высокое  $R = 422 \cdot 10^{-8}$ , выявленное в источнике Чойган (№ 5), показывает, что 38 % гелия, присутствующего в выделяющемся газе, представляет мантийный компонент. Такое значение  $R$  превышает установленное на западном фланге Тункинской впадины ( $R = 280 \cdot 10^{-8}$ ), но уступает субмантийным значениям, определенным в ее центральной части.

К северо-западу от ВТЛН известна группа источников, приуроченных к зоне Кандатского разлома (см. рис. 1). Из них опробованы два углекислых источника Шандал-Ой и Нижний Кадыр-Ос и азотные газы самоизливающейся скважины месторождения Ак-Суг (№ 30, 32 и 29 соответственно). Они показали меньшие величины  $R$  от 97 до  $255 \cdot 10^{-8}$ , в среднем  $165 \cdot 10^{-8}$ . В газах углекислых источников концентрации  $\text{CO}_2$  составляют соответственно 98.0 и 96.5 %. Изотопный состав углерода этой углекислоты, т. е.  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -6.4$  и  $-8.1$  ‰ (см. табл. 2). Эти значения близки к приписываемым мантийному углероду [Челноков, Харитонов, 2008], и не исключено, что источники, приуроченные к Кандатскому разлому, выводят и глубинную углекислоту.

Севернее широтного Кандатского разлома опробованы холодный углекислый источник Арыскан ( $[\text{CO}_2] = 99.3$  % об., № 31) и азотный термальнейший Кижин-Хемский источник (№ 33). По измеренным величинам  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  и  ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$  эти источники близки к атмосферному воздуху, (AIR, см. рис. 2). Такие величины присущи флюидам верхней гидродинамической зоны активного водообмена и указывают на отсутствие глубинного гелия в газах источника. Однако значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ , в источнике Арыскан ( $-7.1$  и  $-7.6$  ‰) находятся в тех же пределах (см. табл. 2), как и в двух вышеупомянутых углекислых источниках с заметным вкладом мантийного гелия.

При этом вода источника Арыскан отличается высокими (ураганными) содержаниями урана и тория, генерирующими тяжелый изотоп  ${}^4\text{He}$ , так что измеренный в скважине месторождения Арыскан высокий тепловой поток ( $75$ — $77 \text{ мВт/м}^2$ ) может отражать радиогенную термоаномалию. Чтобы выявить противоречие полученных данных, необходимо провести дополнительные исследования.

Расположенный в 10 км севернее Арысканского азотный термальнейший Кижин-Хемский источник (№ 33) не газифицируется, хотя ниже его по склону наблюдается мощный известковый травертиновый конус. Это говорит об изменении флюидного режима, но измеренные в газах этого источника величины  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  и  ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$  отвечают атмосферным значениям и однозначно указывают на отсутствие магматической активизации вкрест простирания Кандатской разломной зоны.

Между Кандатскими источниками и районом ВТЛН примерно посередине находится углекислый источник Йи-Спен (№ 40), расположенный в осевой части хребта Восточный Саян (см. рис. 1). Во флюидах этого источника  $R_{\text{изм.}} = {}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 250 \cdot 10^{-8}$ , указывая на сокращение доли мантийного гелия к северо-западу от района ВТЛН.

Таким образом, Окинско-Саянская аномалия изотопного состава гелия протягивается от западного фланга Тункинского грабена на северо-запад по линии *ВЕН* на расстояние  $\sim 340$  км. Она приурочена к разломным структурам Окинско-Саянского грабена и зоны Восточно-Саянского разлома. Амплитуда аномалии изменяется по простиранию: максимальные значения  $R$  отвечают району новейшего вулканизма, уменьшаясь на восточном фланге до  $141 \cdot 10^{-8}$ , а на западном — до  $165 \cdot 10^{-8}$ . Продолжение изотопно-гелиевой аномалии на северо-западе согласуется с данными сейсмотомографии [Мордвинова и др., 2015], по которым низкоскоростные аномалии под юго-западной частью БРЗ в верхних 200 км протягиваются вплоть до Сибирского континента. В направлении вкрест простирания разломных структур происходит затухание мантийного сигнала; при этом на север, где находится Сибирский кратон, гораздо быстрее, чем на юг.

Билин-Бусийнгольский грабен (ББГ) входит в Хубсугульскую секцию субмеридиональных впадин; расположен к югу по линии *ЕFG* (см. рис. 1). Он представляет собой классический рифт, являясь новейшей разломной структурой с высокой сейсмоактивностью. ББГ сходен по морфологии и истории своего развития с Хубсугульской впадиной, но по размерам значительно уступает ей.

Сходство их общего развития подтверждается согласованным поведением изотопно-гелиевого отношения в обеих впадинах. Величина  $R$  уменьшается на юг по простиранию и вкрест простирания с

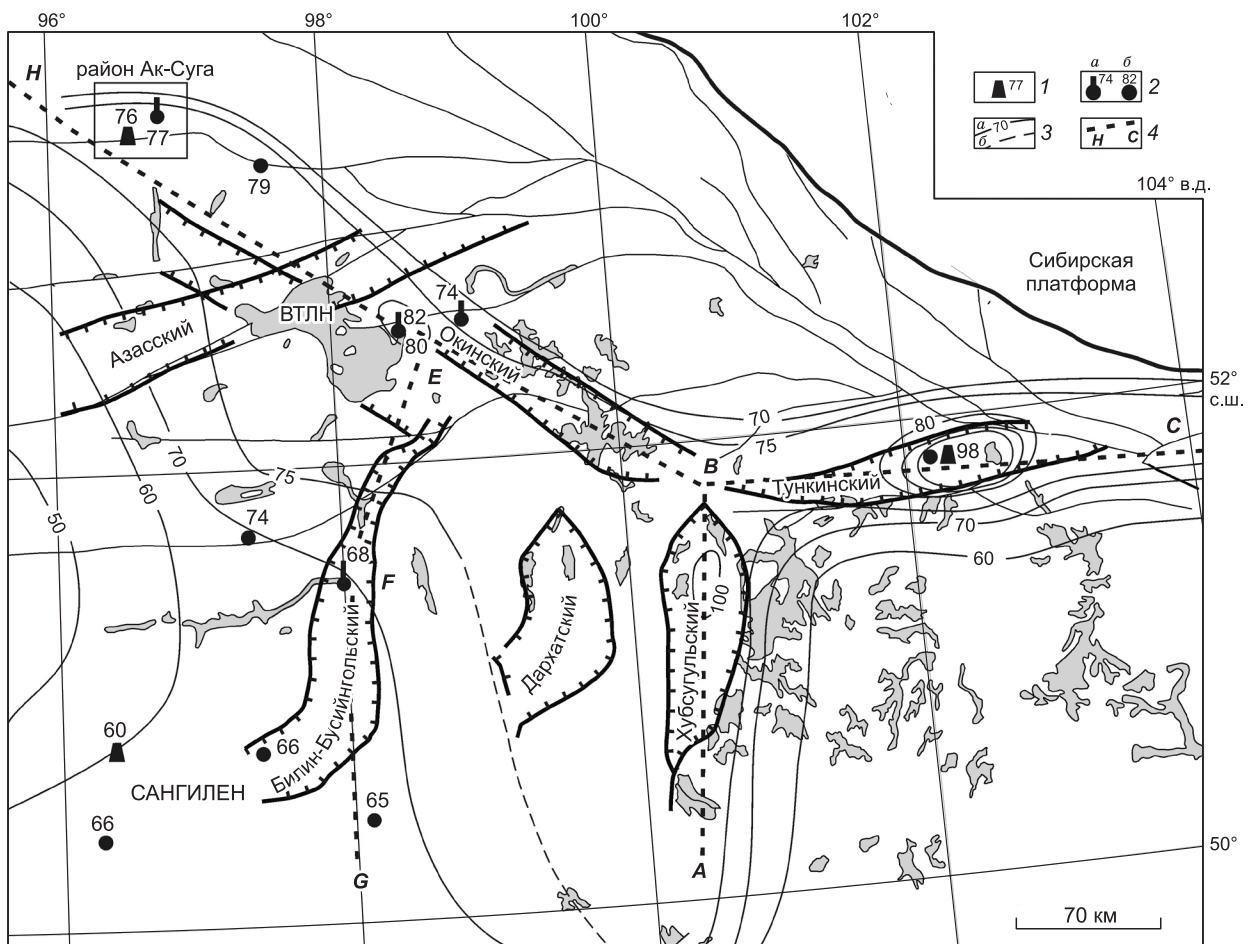


востока на запад: по Хубсугульской впадине от Тункинского максимума вплоть до нормальных для древней коры [Поляк, 1994] и в ББГ — от максимума в  $422 \cdot 10^{-8}$  до  $36 \cdot 10^{-8}$ , со средним  $R = 61 \cdot 10^{-8}$  [Рычкова и др., 2007]. Характерная особенность всей БРЗ — изменение вдоль ее простирания мантийного сигнала [Поляк, 2000] — наблюдается и для Билин-Бусийнгольской впадины.

Такая картина увязывается и с общей геодинамикой. Хубсугульская впадина является наиболее развитой впадиной в системе параллельных рифтов и отвечает проекции горячей точки мантии. Степень раскрытия ББГ как самого молодого рифта наименьшая, расположен он в 180–200 км западнее и отвечает крайней периферии ЮБВО. По-видимому, эти условия способствовали амагматичности грабена в его центральной и южной частях.

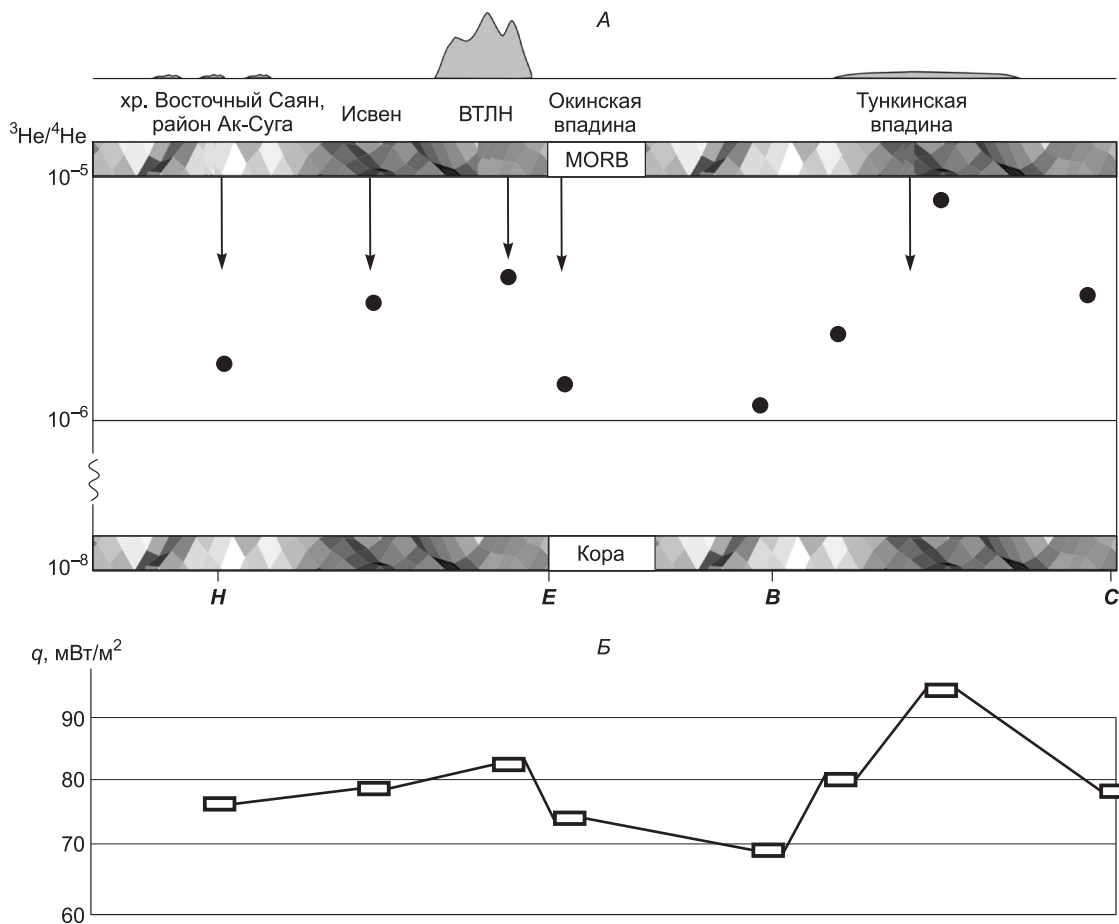
Выявленные аномальные значения  $R$  в Окинско-Саянско-Билин-Бусийнгольской разломной зоне являются продолжением Тункинской аномалии. Изотопно-гелиевая аномалия западного фланга БРЗ характеризуется изменчивостью значений  $R$  по простиранию разломной зоны; она имеет два разновеликих максимума в центральной части, отвечающих проявлениям новейшего вулканизма, и понижается на флангах. Это говорит о едином источнике этой аномалии, которым является силикатное вещество. Вариативность значений  $R$  по простиранию связана со степенью деструкции литосферы; чем выше степень деструкции, тем выше значения  $R$  в подземных флюидах.

**Тепловой поток.** Положительная корреляция значений  $R$  с плотностью теплового потока в БРЗ и, в частности, Тункинской впадине продолжается и в Окинском грабене. Идеальное совпадение прямых ( $q_T$ ) и косвенных оценок ( $q_R$ ) теплового потока в трех пунктах (I, II, III, см. рис. 1, 3) подтвердило связь двух параметров и позволило оценить тепловой поток на всем протяжении по Окинско-Саянской зоне



**Рис. 3.** Схема изолиний теплового потока Восточного Саяна и западного фланга БРЗ [Ярмолюк и др., 2003], ГИС-атлас карт геологического содержания м-ба 1:500 000 по Красноярскому краю, Республике Хакасия, Республике Тува, Эвенкийскому АО, <http://atlaspacket.vsegei.ru>.

1 — пункты измерений теплового потока прямым методом ( $\text{мВт}/\text{м}^2$ ); 2 — пункты определения теплового потока ( $\text{мВт}/\text{м}^2$ ) по отношениям изотопов гелия:  $a$  — среднее значение  $q_R$  по нескольким источникам,  $b$  — значения  $q_R$ , рассчитанные в одиночных источниках; 3 — изолинии теплового потока ( $\text{мВт}/\text{м}^2$ ):  $a$  — фактические,  $b$  — прогнозные; 4 — осевая линия распределения теплового потока по простиранию рифтовых зон. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.



**Рис. 4. Схема распределения изотопов гелия и теплового потока по простиранию Тункинско-Окинской рифтовой зоны.**

*A* — распределение отношения изотопов гелия в источниках; *B* — распределение теплового потока по простиранию рифтовой зоны. Линии со стрелками указывают центральную часть структурно-тектонического элемента. *HEBC* — осевая линия распределения тепломассопотока по простиранию рифтовых зон юго-запада БРЗ. Данные по линии *BC* взяты из работы [Поляк, 2004].

(см. табл. 1). Тепловой поток ( $q_R$ ) 74 мВт/м<sup>2</sup> на западном фланге Окинского грабена увеличивается в районе новейшего вулканизма (ВТЛН) до 82 мВт/м<sup>2</sup> и уменьшается на крайнем северо-западе до ( $q_T$ ) 76 мВт/м<sup>2</sup>. При этом уменьшение аномалии на западном фланге более монотонное, чем на восточном. Согласованная изменчивость теплового потока и изотопов гелия на всем протяжении Тункинско-Окинско-Саянской рифтовой зоны по линии *HEBC* выражается в наличии двух парных максимумов, отвечающих центрам новейшего вулканизма, и сопряженном убывании обоих параметров при удалении от них (рис. 4).

Прямых измерений теплового потока в ББГ не было, но на хорошую корреляцию его с составом гелия в этом районе указывают величины  $q_T$  и  $q_R$  на уровне 66–60 мВт/м<sup>2</sup> для пунктов 13 и III, находящихся в той же структурно-формационной зоне (см. рис. 1). Измеренные и рассчитанные по изотопному составу гелия значения теплового потока в ББГ и прилегающей территории Сангилена указывают на обширную геотермическую аномалию в этом районе. Сходство ББГ по морфологии и истории развития с Хубсугульской впадиной и аналогичное поведение изотопно-гелиевой аномалии в обеих впадинах позволяет утверждать, что и в ББГ наблюдается согласованная вариативность  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и теплового потока, уменьшающихся к периферии по линии *EFG*. Оценки  $q_R$  в Билин-Бусийнгольском грабене уменьшаются по простиранию к югу от 82 до 65 мВт/м<sup>2</sup> (см. табл. 1).

Таким образом, на всем протяжении Окинско-Саянско-Билин-Бусийнгольской разломной зоны наблюдается положительная корреляция изотопно-гелиевого отношения и теплового потока, однозначно указывающая на разгрузку тепломассопотока из мантии (см. рис. 4). Согласованная изменчивость этих параметров выражается в наличии двух парных максимумов, отвечающих центрам новейшего вулканизма (Тункинская впадина и район ВТЛН), и убывании по фланговым сегментам рифтовых впадин

(см. рис. 4). Величины этих вариаций зависят от проницаемости разломных зон, интенсивности прорыва мантийных масс, от степени контаминации мантийных расплавов коровым веществом, которые уменьшаются на флангах этих зон. Если на восточном фланге БРЗ (Чарская впадина) значения  $R$  и  $q$  снизились до фоновых [Лысак, Писарский, 1999], то на крайнем западном фланге в подземных флюидах видна примесь мантийного гелия, указывающая на продолжение тектономагматической активизации по простиранию Окинско-Саянской разломной структуры. Наличие разгрузки тепломассопотока из мантии согласуется с данными сейсмотомографии [Кулаков, 2008; Мордвинова и др., 2015], по которым низкоскоростные аномалии под юго-западной частью БРЗ в верхних 200 км протягиваются вплоть до Сибирского кратона. Авторы указанных работ предполагают, что низкоскоростные аномалии обусловлены оттоком тепла из-под Сибирского кратона. По нашим данным, разгрузка тепломассопотока обусловлена перемещением мантийных масс на северо-запад.

Условиями, способствующими проявлению тектономагматической активизации на крайнем юго-западе БРЗ, явились изменение тектонического режима в плиоцене и активность плюма ЮБВО.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выявлена изотопно-гелиевая аномалия по простиранию Окинско-Саянско-Билин-Бусийнгольской разломной зоны. Она является продолжением Тункинской аномалии. Сопряженность вариаций теплового потока и  $^3\text{He}/^4\text{He}$  на всем протяжении зоны показывает, что аномалии обоих параметров (геофизического и геохимического) обусловлены процессом тепломассопереноса. Носителем мантийного гелия и глубинного тепла является силикатное вещество — мантийные массы плюма ЮБВО. Характерная особенность современных континентальных рифтов, выявленная и для Байкало-Монгольского региона [Поляк, 2004], — изменчивая сопряженность теплового потока и изотопно-гелиевого отношения  $^3\text{He} / ^4\text{He}$  по простиранию разломных зон и их убывание к фланговым сегментам — установлена и для Окинско-Саянско-Билин-Бусийнгольской разломной зоны, свидетельствуя о развитии рифтогенных и магматических процессов за пределами системы грабенов БРЗ.

Согласно работе [Парфеев, Саньков, 2006], новейшие проявления рифтинга на юго-западном фланге БРЗ связаны с Индо-Азиатской коллизией, а активизация и перемещения мантийных масс происходят под воздействием процессов глубинной геодинамики [Ярмолюк, 2003]. На крайнем западе БРЗ произошло совмещение зоны деструкции и проекции мантийных масс ЮБВО, что привело к проявлению магматической активности, которая есть следствие деформаций в перекрывающей литосфере [Поляк, 2004]. Полученные изотопно-гелиевые данные указывают на продолжение рифтогенной и магматической активности на северо-запад по простиранию разломных зон Восточного Саяна и соответствуют геотермической модели для континентальных рифтов [Хуторской, Поляк, 2014].

Авторы признательны за конструктивную критику и возможность проведения анализов отдельных проб на изотопный состав гелия академику РАН В.В. Ярмолюку (ИГЕМ РАН, Москва).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 05–05–97225р–байкал-а, 13–05–98018 р\_сибирь-а).

## ЛИТЕРАТУРА

**Бадминов П.С., Оргильянов А.И., Писарский Б.И.** Новые данные о минеральных водах западной части Восточного Саяна // Гидротермальные ресурсы Восточной Сибири. Иркутск, Изд-во Иркут. ун-та, 2001, с. 6—14.

**Бадминов П.С., Иванов А.И., Писарский Б.И., Оргильянов А.И.** Окинская гидротермальная система (Восточный Саян) // Вулканонология и сейсмология, 2013, № 4, с. 27—39.

**Бушенкова Е.В., Деев Е.В., Дягилев Г.С., Гибшер А.А.** Структура верхней мантии и кайнозойский вулканизм Центральной Монголии // ДАН, 2008, т. 418, № 3, с. 378—382.

**Геология СССР. Т. XXIX. Тувинская АССР / Ред. А.В. Сидоренко. М., Недра, 1966, 460 с.**

**Гордиенко В.В., Тарасов В.Н.** Современная активизация и изотопия гелия территории Украины. Киев, Общество «Знание» Украины. 2001, 101с.

**Дучков А.Д., Рычкова К.М., Лебедев В.И., Каменский И.Л., Соколова Л.С.** Оценки теплового потока Тувы по данным об изотопах гелия в термоминеральных источниках // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (2), с. 264—276.

**Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.** Введение в геодинамику. М., Недра, 1979, 310 с.

**Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Рассказов С.В., Иванов А.В.** О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (10), с. 1060—1074.

**Кулаков И.Ю.** Структура верхней мантии под Южной Сибирью и Монголией по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (3), с. 248—261.

**Лысак С.В., Писарский Б.И.** Оценка теплового потока по изотопам гелия в газовом составе подземных вод Байкальской рифтовой зоны и окружающих районов // Вулканология и сейсмология, 1999, № 3, с. 45—53.

**Мамырин Б.А., Ануфриев Г.С., Каменский И.Д., Толстихин И.Н.** Определение изотопного состава гелия в атмосфере // Геохимия, 1970, № 6, с. 721—730.

**Минеральные воды южной части Восточной Сибири** / Под ред. В.Г. Ткачук, Н.И. Толстихина. М., Изд-во АН СССР, 1962, т. I, 220 с.

**Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т., Девершер Ж., Улзийбат М., Саньков В.А., Артемьев А.А., Перро Ж.** Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным *S*-, *V*-волнам // Физика Земли, 2007, № 2, с. 21—32.

**Мордвинова В.В., Треусов А.В., Турутанов Е.Х.** О природе мантийного плюма под Хангаем (Монголия) по сейсмогравиметрическим данным // ДАН, 2015, т. 460, № 3, с. 334—338.

**Оргильянов А.И., Аракчаа К.Д., Крюкова И.Г., Бадминов П.С., Содатова Е.С., Шестакова А.В., Рычкова К.М.** Минеральные воды Тоджинского района Республики Тува // Курортная база и природные лечебно-оздоровительные местности Тувы и сопредельных регионов: Материалы III Международной научно-практической конференции. Т. 3. Кызыл, КЦО «Аныяк», 2017, с. 147—155.

**Парфеевец А.В., Саньков В.А.** Геодинамические условия развития Тункинской ветви Байкальской рифтовой системы // Геотектоника, 2006, № 5, с. 61—84.

**Пинеккер Е.В.** Минеральные воды Тувы. Кызыл, Тув. кн. изд-во, 1968, 106 с.

**Поляк Б.Г.** Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М., Наука, 1988, 190 с.

**Поляк Б.Г.** Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) // Российский журнал наук о Земле, 2000, т. 2, № 2, с. 1—21.

**Поляк Б.Г.** Спрединг и рифтогенез — изотопно-гелиевая специфика // Геотектоника, 2004, № 6, с. 19—32.

**Поляк Б.Г., Хуторской М.Д., Каменский И.Л., Прасолов Э.М.** Тепломассопоток из мантии на территории Монголии // Геохимия, 1994, № 12, с. 1693—1705.

**Расказов С.В., Демонтерова Е.И., Иванов А.В.** Эволюция позднекайнозойского магматизма на границе Тувино-Монгольского массива (Восточная Тува). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2007, 161 с.

**Рычкова К.М., Оюн Л.А.** Флюидный и тектонический режим Тувы и прилегающих территорий // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами. Материалы Всероссийской конференции с участием иностранных ученых. Томск, Изд-во НТЛ, 2012, 496 с.

**Рычкова К.М., Лебедев В.И.** Изотопные исследования минеральных источников Тувы // Курортная база и природные лечебно-оздоровительные местности Тувы и сопредельных регионов. Материалы I Междунар. научно-практической конференции (17—20.06.2013, Кызыл). Кызыл, Аныяк, 2013, с. 162—166.

**Рычкова К.М., Дучков А.Д., Лебедев В.И., Каменский И.Л.** Изотопы гелия в подземных источниках Восточной Тувы // ДАН, 2007, т. 417, № 36, с. 814—817.

**Соколова Л.С., Дучков А.Д.** Новые данные о тепловом потоке Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (12), с. 1248—1261.

**Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И.** Кайнозойский вулканизм Тувы / Ред. А.Э. Изох. Кызыл, ТувИКОПР СО РАН, 2003, 92 с.

**Тепловое поле недр Сибири** / Ред. Э.Э. Фотиади. Новосибирск, Наука, 1987, 185 с.

**Хефс И.** Геохимия стабильных изотопов. М., Мир, 1983, 193 с.

**Хуторской М.Д., Поляк Б.Г.** Геотермические модели геодинамических обстановок разного типа // Геотектоника, 2014, № 1, с. 77—96.

**Хуторской М.Д., Голубев В.А., Козловцева С.В., Митник М.М., Ярмолюк В.В.** Тепловой режим недр МНР. М., Наука, 1991, 127 с.

**Челноков Г.А., Харитонова Н.А.** Углекислые минеральные воды юга Дальнего Востока России. Владивосток, Дальнаука, 2008, 107 с.

**Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г.** Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология, 2003, т. 11, № 1, с. 3—33.

**Du J.**  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios and heat flow in the continental rift-valley // Works of gas geochemistry / Ed. Y. Xu, Lanzhou. Gansu Science and Technology Press., 1992, p. 165—171.

**Italiano F., Martelli M., Martinelli G., Nuccio P.M.** Geochemical evidence of melt intrusions along lithospheric faults of the Southern Apennines, Italy: geodynamic and seismogenic implications // J. Geophys. Res., 2000, v. 105, № B6, p. 13569—13578.

**Zhao D.** Multiscale seismic tomography and mantle dynamic // Gondwana Res., 2009, v. 15, p. 297—323.