

УДК 551.234

ОКИНСКАЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ СИСТЕМА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

© 2013 г. П. С. Бадминов, А. В. Иванов, Б. И. Писарский, А. И. Оргильянов

Институт земной коры СО РАН

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 128, e-mail: irig@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 15.03.2011 г.

На западном фланге Байкальской рифтовой зоны находится Окинская гидротермальная система “вулканогенного типа”, связанная с проявлением базальтового вулканизма. Она представлена очагами разгрузки термальных и субтермальных вод, приуроченных к узлам пересечения разноплановых разломов на границе двух крупных литосферных блоков. На основе данных по изотопии гелия определена величина теплового потока по всем источникам гидротермальной системы, которая в среднем сравнима с величиной теплового потока в дно южной котловины оз. Байкал. С помощью кремниевого и катионного геотермометров рассчитаны прогнозные температуры гидротерм на глубине их формирования. Глубина формирования источников Окинской гидротермальной системы в среднем равна 2.8 км, что на 1.1 км ближе к земной поверхности, чем $h_{\text{форм}}$ гидротерм Прибайкалья. Пространственное совпадение локализации гидротермальной системы с районом проявления молодого вулканизма свидетельствует о связи с единым источником тепла, а ее тепловые параметры газовый и химический состав коррелируют с возрастом вулканизма.

DOI: 10.7868/S0203030613040020

ВВЕДЕНИЕ

Термин “гидротермальная система” в рамках отдельных геологических структур, может быть отнесен ко всем гидродинамическим системам, формирующимся либо при нагревании вод региональным тепловым полем в результате глубокой циркуляции, либо при дополнительном поступлении в водоносные горизонты глубинного тепла, приносимого магмой или надкритическим флюидом [Кононов, 1983]. По обобщенной классификации А. Труسدла [Truesdell, 1976], основанной на предполагаемом генезисе аномального тепла, гидротермальные системы Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) разделены на два типа: “невулканические” и “вулканогенные”. К “невулканическому” типу относятся трещинно-жильные системы гидротерм глубокой циркуляции. Системы “вулканогенного типа” приурочены к рифтовым впадинам, их горному обрамлению и связаны с проявлением базальтового вулканизма. В пределах Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) известно свыше 50 термальных источников (рис. 1). В основном это кремнистые азотные воды, тепловой потенциал которых, индуцируется региональным тепловым полем [Голубев, 1982]. Однако на флангах БРЗ существуют гидротермальные системы, связанные с областями развития молодого вулканизма и имеющие локальные источники тепла. (Давно замечено, что магматическая активность отражается на температурных и химических особенностях газоводных флюидов [Дислер, 1971]). Здесь развиты исключительно субтермальные и термальные углекислые и углекисло-азотные ми-

неральные воды. Кроме того, вблизи крупных вулканических аппаратов голоценового возраста в радиусе 10–15 км до сих пор отмечается вынос тепла (термальная активность) [Лаврушин, Маковозов, 2004].

Окинская гидротермальная система (ОГС) “вулканогенного типа”, расположенная в западной части Саяно-Байкальского сводового поднятия представлена очагами разгрузки термальных, субтермальных вод в долине р. Сенцы и прилегающих к ней территорий (рис. 2) Монголо-Тувинской гидроминеральной области. В условиях сурового климата (среднегодовые температуры ниже 0°C), высоких гипсометрических отметок выходов источников (более 1500 метров над уровнем моря), мощной толщи многолетнемерзлых пород, проявления не только термальных вод, но и субтерм (8–20°C) свидетельствуют о существовании аномальных величин теплового потока. Измеренные и модельные значения теплового потока превышают 50 мВт/м² [Petit et al., 2008]. Эта тектонически и сейсмически активная область расположена в зоне сочленения рифтогенных структур западного фланга Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) с районами преобладающего регионального сжатия Восточной Тувы, на границе двух крупных литосферных блоков Тувино-Монгольского массива (ТМ) и Тувинской зоны ранних каледонид (Т), где в недавнем прошлом происходили многочисленные крупные вулканические извержения (см. рис. 2).

Основу геологического разреза исследуемой территории составляют метаморфические поро-

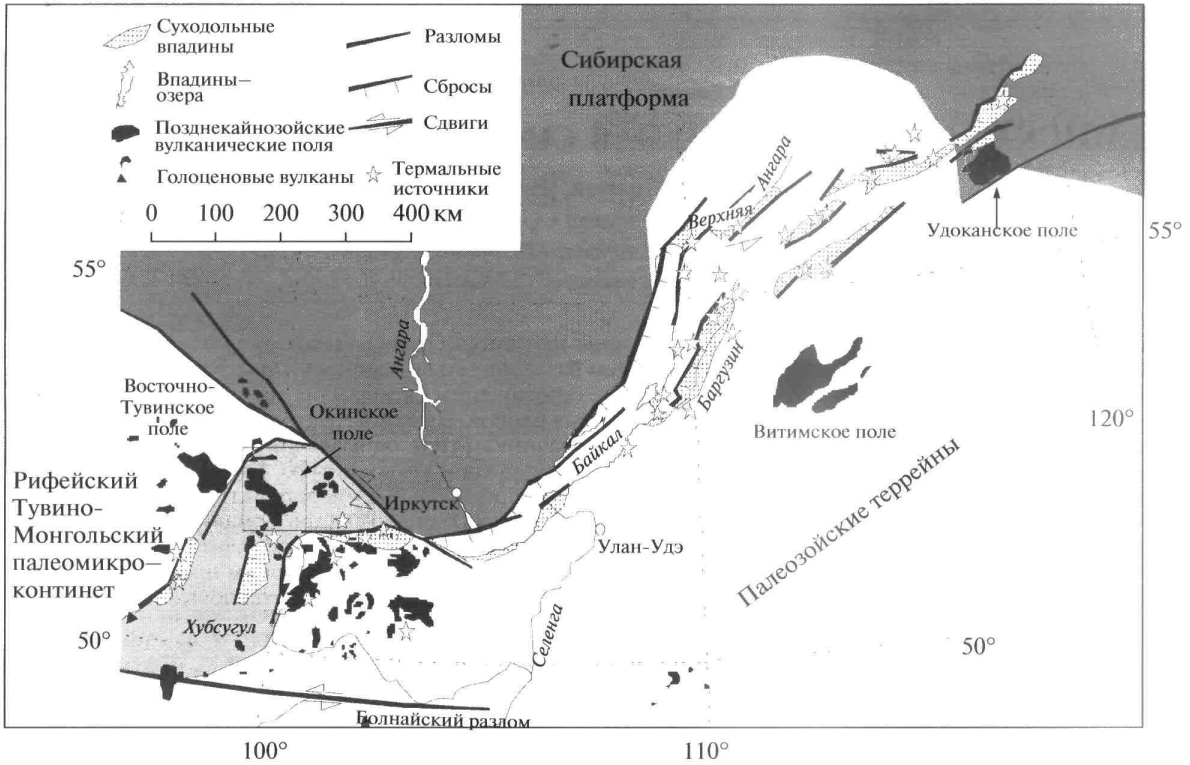


Рис. 1. Термальные источники в структуре Байкальской рифтовой системы. Положение Окинской гидротермальной системы показано врезкой прямоугольной формы (см. рис. 2).

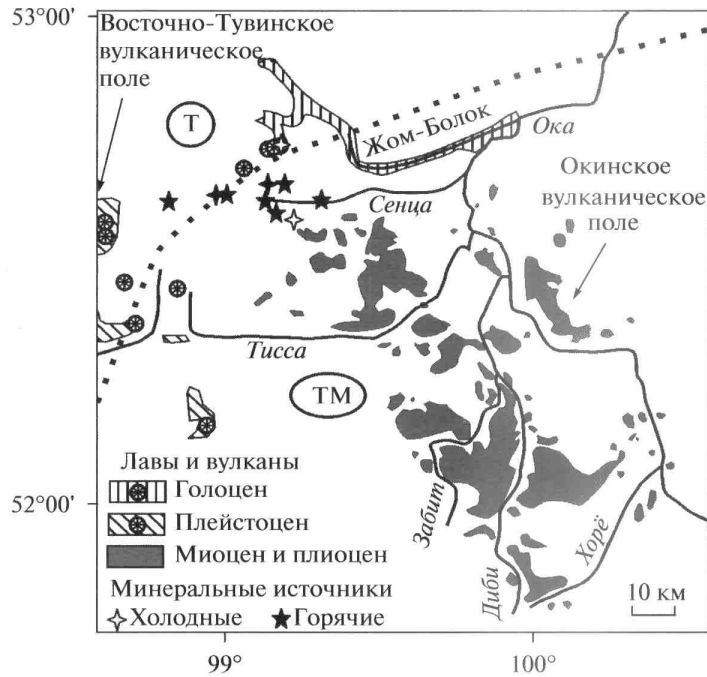


Рис. 2. Положение минеральных источников в структуре позднекайнозойских лавовых полей. Пунктиром показана возможная граница между Тувинско-Монгольским массивом (ТМ) и Тувинской зоной ранних каледонид (Т) [Беличенко и др., 2003; Васильев и др., 1997; Рассказов и др., 2002].

ды кембрия и протерозоя. Они представлены мраморами, гнейсами и кристаллическими сланцами в нижней части разреза и метаморфическими сланцами, слагающими его верхнюю часть. Эти толщи прорваны гранитоидами преимущественно палеозойского возраста. Громадную перестройку территория претерпела в мезо-кайнозой, когда древнее основание было вовлечено в горообразовательные процессы, сопровождавшиеся базальтовым вулканизмом и накоплением осадков.

ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В летний период 1999 и 2000 гг. Байкальским гидрогеологическим отрядом Института земной коры СО РАН проведены работы по газово-химическому опробованию углекислых и азотно-углекислых минеральных источников, расположенных в труднодоступных горных районах республик Тува и Бурятия (Восточный Саян). В верховьях р. Большого Енисея было опробовано три источника, в долине р. Сенцы еще семь. Опробование включало в себя отбор проб воды на макрокомпоненты, растворенные газы, отбор образцов травертинов и измерение температуры воды. Определение макрокомпонентов в водах производилось по стандартным методикам, редкоземельных и щелочных металлов методом эмиссионной фотометрии пламени на атомно-абсорбционном спектрометре “Solaar-M6”; анализ газа выполнен методом газовой хроматографии в гидрохимической лаборатории Института земной коры СО РАН (химики-аналитики Л.А. Дурбан и Н.Н. Поливанова). Содержание воднорастворенного гелия в пробах воды определялось на приборе “Ингем-1” также в Институте земной коры СО РАН (исполнитель Л.Л. Шабынин). Химический анализ образцов травертинов определялся методом атомной абсорбции на приборе “Перкин-Элмер-403”, и методом пламенной фотометрии на приборе ДФС-12 в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (исполнитель Л.Н. Матвеева). Измерения изотопных отношений стронция в травертинах осуществлялось из измельченного материала на приборе Finnigan MAT 262 в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН (исполнитель Е.И. Демонтерова). Методика измерений и химическая подготовка проб описаны ранее [Рассказов, 2002]. Изотопные отношения гелия и неона в пробах воды определены на магнитном резонансном масс-спектрометре в Физико-техническом институте им. А.Ф. Иоффе РАН (исполнитель Л.В. Хабарин). Эти данные позволили оценить тепловые параметры Окинской гидротермальной системы и установить связь с проявлением базальтового вулканизма. Температуры минеральных источников на глубинах

не формирования определены с помощью геохимических геотермометров, а тепловой поток по его взаимосвязи с отношениями изотопов гелия.

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА В РАЙОНЕ ОГС И МОЛОДОЙ ВУЛКАНИЗМ

Тувинско-Монгольский массив выделяется по области распространения вендских карбонатных отложений шельфового типа [Беличенко и др., 2003]. В палеозой территория ТМ была охвачена достаточно интенсивным гранитообразованием. После существенного перерыва, дальнейшее тектоно-магматическое развитие связано с вулканизмом, современный этап которого начался в раннем миоцене образованием Урикского и Окинско-Рассказов и др., 2000]. При этом в миоцене и плиоцене вулканизм мигрировал в пределах ТМ по сложной траектории, практически не выходя за его пределы. В позднем плиоцене—раннем плейстоцене вулканизм сместился на запад за пределы ТМ в область раннекаледонского фундамента, где в течение всего плейстоцена формировалось обширное Восточно-Тувинское вулканическое поле [Ярмолюк и др., 1999; Petit et al., 2008]. Наиболее молодые голоценовые извержения Жом-Болокской группы вулканов произошли непосредственно на границе ТМ (см. рис. 2). Минеральные источники, рассматриваемые в этой работе, тяготеют к области между голоценовыми и плейстоценовыми вулканами, что указывает на их потенциальную связь с молодым вулканизмом.

Ранее считалось, что в западной части Саяно-Байкальского сводового поднятия, в зонах тектонических нарушений существуют локальные изолированные очаги разгрузки гидротерм [Волкова, Яснитская, 1963]. Пространственное совпадение ОГС с районом проявления молодого вулканизма, свидетельствует о возможной связи ОГС с единым источником тепла. Согласно имеющейся гипотезе развития западного фланга БРЗ, формирование зоны аномального разогрева корового субстрата пространственно связано с подлитосферными плюмо-подобными аномалиями [Рассказов, 1994; Рассказов и др., 2000]. Разогрев коры мог обусловить возникновение крупной конвективной гидротермальной системы, представленной как групповыми (Чойган, Хойто-Гол, Даргал), так и единичными (Халун-Угун, Дунду-Гол, Соруг) выходами термальных, субтермальных углекислых и азотно-углекислых вод на высоких гипсометрических отметках. Эта гидротермальная система контролируется крупным структурным тектоническим элементом земной коры — глубинным разломом. Выходы источников ОГС приурочены к Сенцинскому региональному разлому субширотного простирания, активизировавшемуся в кайнозой,

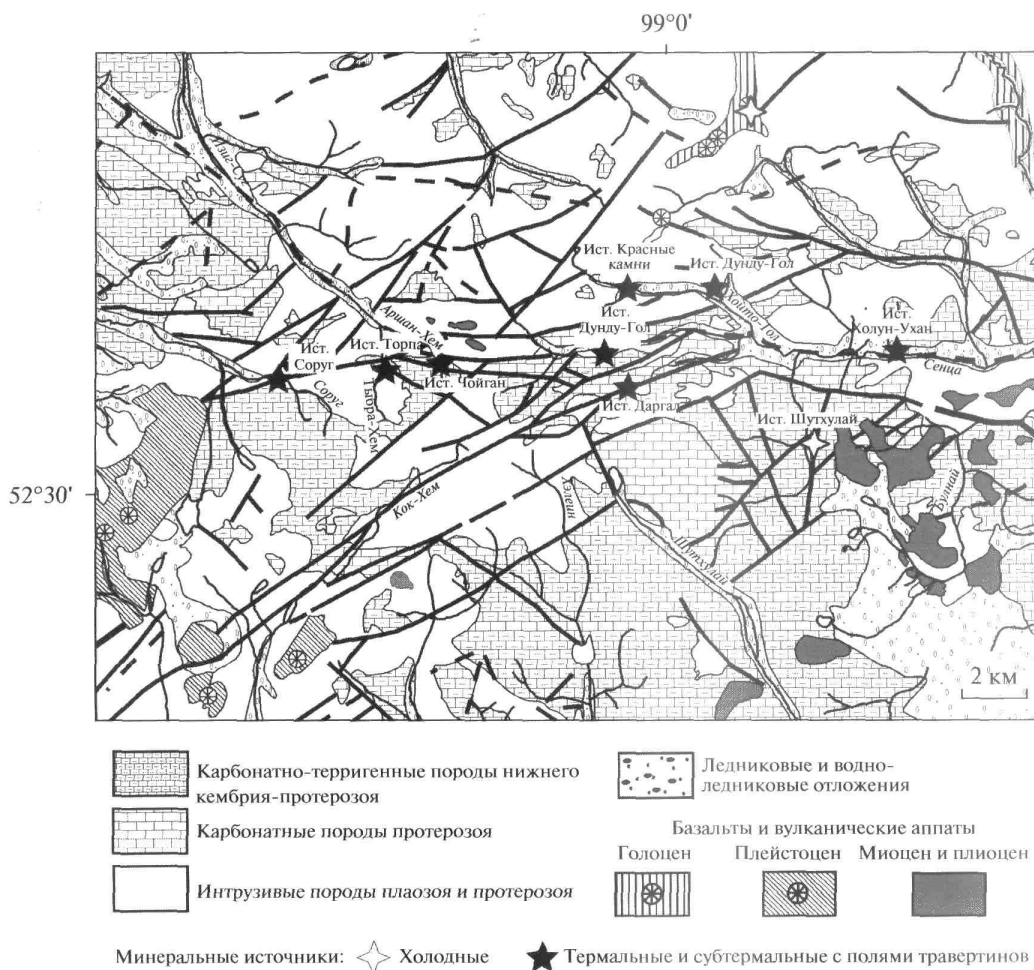


Рис. 3. Схематическая геологическая карта района исследований и местоположение источников.

либо к оперяющим молодым разломам и замаскированы травертиновыми полями (рис. 3).

ОЦЕНКИ ТЕПЛОВЫХ ПАРАМЕТРОВ ОГС

По своим тепловым параметрам Окинская гидротермальная система относится к гидротермам с температурой на глубине формирования до 150°C и находится только в жидком состоянии ($t_{\text{пов.}} < t_{\text{кип.}}$). Нами оценен тепловой поток основных очагов разгрузки с использованием кремниевого, катионного и Na–Li геотермометров (табл. 1) и определены глубинные прогнозные температуры.

Для оценки прогнозных температур применена методика, использующая данные о химическом составе гидротерм. Аналитическое выражение экспериментально установленной зависимости концентрации кремнезема и ряда щелочных металлов в гидротермах от температуры позволяет по концентрациям того или иного компонента

оценить температуру на глубине формирования гидротерм, исходя из предположения о равновесии в системе “вода–порода–газ” и отсутствии значительного осаждения или растворения данного компонента по пути миграции из зоны нагрева к выходу источника на земную поверхность [Дислер, 1987; Ильин и др., 1979]. Применимость этого метода ограничена основным “мешающим фактором” – наличием углекислоты, однако в нашем случае содержание CO_2 в источниках ОГС только в половине случаев превышает значение 0.25 г/дм^3 , позволяющим относить их к углекислым, а в остальных менее 0.15 г/дм^3 (табл. 2). Глубинные температуры по кремниевому геотермометру рассчитаны по формуле Фурнье-Трусдела, соответствующей эмпирической кривой растворимости халцедона и применяемой для низкотемпературных и малодобитных систем (источников) [Ильин и др., 1979; Fournier, Truesdell, 1973];

Таблица 1. Прогнозные температуры глубинных вод по кремниевому, катионному и Na–Li геотермометрам для минеральных источников ОГС

№	Источник	$t_{\text{пов.}}, ^\circ\text{C}$	$\text{H}_4\text{SiO}_4, \text{ мг/дм}^3$	$t_{\text{форм.}}, ^\circ\text{C}$ по SiO_2	$t_{\text{форм.}}, ^\circ\text{C}$ по Na–K–Ca	$t_{\text{форм.}}, ^\circ\text{C}$ по Na–Li	$t_{\text{форм.}}, ^\circ\text{C}$, среднее по SiO_2 и Na–K–Ca	$h_{\text{форм.}} = t_{\text{форм.}}, ^\circ\text{C}$ среднее/ γ
1	Халун-Угун	27.5	22	28.1	54.1	69.5	41.1	1.34
2	Хойто-Гол	35.0	160	126.6	135.6	156.2	131.1	4.30
3	Даргал	34.5	180	134.1	141.0	11.1	137.6	4.51
4	Шутхулай	4.0	65	75.1	88.9	73.0	82.0	2.69
5	Дунду-Гол	9.5	26	34.5	104.0	70.3	69.3	2.27
6	Красные Камни	7.0–9.0	44	56.6	87.4	86.7	72.0	2.36
7	Чойган	38.5	54	66.0	151.2	90.6	108.6	3.56
8	Торпа	5.0	17	18.7	57.1	214.0	37.9	1.24
9	Соруг	8.0	40	52.4	110.0	209.9	81.2	2.66
	Среднее	–	–	65.8	103.2	109.0	84.5	2.77 ± 1.2

$t_{\text{форм.}} = 1051.1/(4.655 - \lg \text{SiO}_2) - 273$, где содержание SiO_2 выражено в мг/л.

Для сравнения нами рассчитаны глубинные температуры по соотношениям концентраций щелочных металлов в водном растворе Na–Li, Mg–Li, Na–K, Na–K–Ca (катионные геотермометры) [Fournier, Truesdell, 1973; Kharaka, Mariner, 1989; Philip et al., 1989]. Было показано, что для углекислых вод горных районов лучше применять Na–Li геотермометр, так как Si и Mg–Li температуры могут искажаться из-за разбавления минеральных вод атмосферными осадками [Лаврушин, Маковозов, 2004]:

$t_{\text{форм.}} = 1000/(\lg(\text{Na}/\text{Li}) - 0.14) - 273$, где концентрации Na и Li в мг/л.

Тем не менее, наибольшую сходимость показали результаты по Na–K–Ca и SiO_2 геотермометрам (см. табл. 1). Na–K–Ca – геотермометр менее чувствителен к процессам разбавления так, как в расчетной формуле используются не абсолютные величины химических элементов, а их соотношения:

$t_{\text{форм.}} = 1647/(\lg(\text{Na}/\text{K}) + \beta \lg(\text{Ca}^{1/2}/\text{Na}) + 2.24) - 273$, где Na, K, Ca – концентрации ионов соответствующих элементов, моль/л, β – константа, зависящая от стехиометрических коэффициентов реакции.

Значения температур, полученные по этим геотермометрам оказываются близкими – различия в среднем по ОГС не превышают 37°C . Кроме того, разность $\Delta t = t_{\text{форм.}}, ^\circ\text{C}$ по $\text{SiO}_2 - t_{\text{форм.}}, ^\circ\text{C}$ по Na–K–Ca имеет, как правило, один и тот же знак, а отклонения фигуративных точек от общего тренда можно объяснить смешением восходящих гидротерм с близкоповерхностными холодными водами в случае с источником Дунду-Гол (дебит ис-

точника по нашим замерам вертушкой ГР-21М составляет 11 л/с) и, возможно, из-за солевой нагрузки инфильтрационных вод и влияния углекислоты в случае с источником Чойган (минерализация термальной воды самая высокая в ОГС и составляет 2.44 г/дм^3) (рис. 4). Низкие значения глубинных температур, полученные по SiO_2 -геотермометру для источников Халун-Угун и Торпа можно объяснить разбавлением минеральной воды инфильтрационными водами. В качестве глубинных температур примем средние значения по двум геотермометрам, как это было сделано для гидротерм всей Байкальской рифтовой

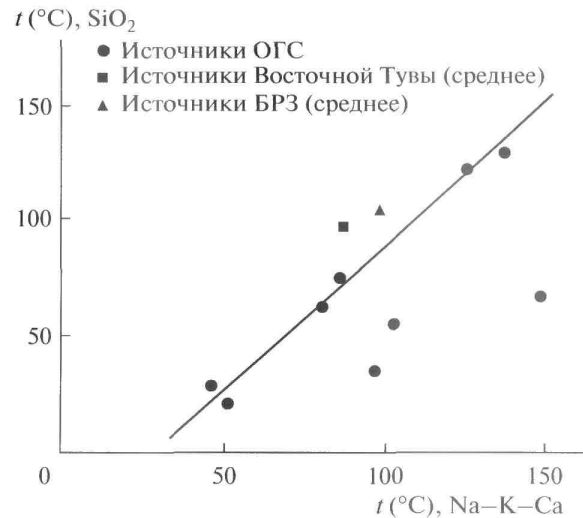


Рис. 4. Соотношение величин температур минеральных источников Окинской гидротермальной системы на глубине их формирования, рассчитанных по SiO_2 - и Na–K–Ca-геотермометрам.

Таблица 2. Химический состав минеральных вод Восточного Саяна (в мг/дм³)

Источник	Ph	Fe, общ.	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	F ⁻	SO ₄ ²⁻	H ₄ SiO ₄	HBO ₂	Sr	Li	Rb	Cs	CO ₂	H ₂ S	Σ ми- нерал.
Халун-Ухан	7.25	—	0.7	4.6	64.1	15.2	207.4	3.6	0.2	42.4	22	<1.0	0.27	0.004	<0.002	<0.009	12.54	—	360.2
Хойто-Гол	7.0	—	14.6	147.4	51.1	6.7	555.3	31.2	3.2	20.0	160	1.5	0.27	0.63	0.24	0.15	57.2	1.53	982.5
Даргал	6.95	—	14.8	231.3	65.1	12.2	854.3	31.9	2.5	Сл.	180	1.42	1.98	0.051	0.05	0.2	123.173	—	1392.1
Шутхулай	6.2	4.67	7.1	76.3	250.5	21.3	1110.5	7.1	0.2	2.0	65	1.5	1.86	0.072	0.009	<0.009	1036.57	—	1540.3
Дунду-Гол	6.8	—	7.9	51.9	150.3	7.3	640.7	8.2	0.5	12.0	26	0.41	1.12	0.046	0.013	<0.009	94.97	—	904.7
Красные камни	6.25	7.4	3.9	65.8	68.1	13.5	467.4	10.3	0.3	8.0	44	2.0	0.58	0.079	0.007	0.009	387.2	—	687.3
Чойган	7.8	—	54.4	337.5	215.4	33.4	1720.8	28.4	0.9	Сл.	54	1.22	4.58	1.071	0.25	0.2	510.0	—	2444.8
Торпа	6.3	—	1.2	3.7	246.5	9.7	803.0	0.7	0.1	8.0	17	<0.1	1.0	0.024	—	—	461.54	—	1090.6
Соруг	6.15	—	3.6	5.4	53.1	15.2	247.7	0.7	<0.1	Сл.	40	0.8	0.21	0.029	<0.013	—	264.0	—	366.8

зоны [Голубев, 1982]. Согласно полученным результатам, средняя температура ОГС на глубине ее формирования по термальным источникам составляет 84.5°C. Глубина формирования гидротерм определена по соотношению:

$h_{\text{форм.}} = t_{\text{форм.}}/\gamma$, где $\gamma = 30.5^\circ\text{C}/\text{км}$ – средний геотермический градиент региона.

Значение геотермического градиента γ принято равным 30.5°C/км исходя из того что, теплопроводность магматических и метаморфических пород в горных районах южной Сибири (Алтае-Саянская складчатая область и Байкальский регион) в целом 2.5 Вт/м.°C [Дучков, Соколова, 1973], а среднее значение теплового потока ОГС определенное в данной работе 76.3 мВт/м². Точные значения геотермического градиента можно определить по замерам температур в глубоких скважинах, однако такими данными мы не располагаем. В областях развития молодого вулканизма градиенты температур выше, чем в других регионах. Например, в горных районах Кавказа (в скважинах Кармадонского месторождения термальных вод) они могут достигать 70°C/км [Fouillac, Michard, 1981].

Диапазон глубин формирования гидротерм ОГС находится в пределах от 1.2 км до 4.5 км и в среднем составляет 2.8 км, что на 1.1 км ближе к земной поверхности, чем $h_{\text{форм.}}$ термальных источников Прибайкалья в целом (3.9 км) [Голубев, 1982; Голубев, 2007]. Если учесть, что выходы источников ОГС расположены на отметках 1500–1700 м над уровнем моря, а выходы источников Прибайкалья в основном приурочены к урезу озера Байкал с отметкой 456 м, то очевидно, что верхняя граница субповерхностного питающего “магматического очага” в районе ОГС расположена выше уровня поля регионального теплового потока, в котором формируются гидротермы БРЗ.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТРАВЕРТИНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Сравнительно низкие прогнозные температуры обусловлены не только сложностью их определения в случае низкотемпературных малодобитных вод, но и подтверждены наличием косвенных признаков – присутствием травертинов, которые обычно указывают на низкие глубинные температуры.

Травертины отлагаются из воды в 0.5–0.7 м ниже выходов и образуют поля различных форм и конфигураций. В одних случаях это травертиновые лотки (Халун-Угун), в других террасированные склоны (Хойто-Гол), в третьих – купола (Чойган). Это в первую очередь обусловлено морфологией участков речных долин в районах выходов гидротерм. Мощность отложений более 1 м, а площадь до 0.2 га. Более активное отложение карбонатов связано с месторождениями углекислых

терм. С потерей углекислоты и падением температур этот процесс затухает или прекращается вообще. По результатам химического анализа травертины состоят на 51.7–55.6% из СаО. Окислы кремния, железа, магния, алюминия занимают 0.5–2.5% от общей суммы, а натрия, калия, серы, фосфора, марганца всего сотые доли процента. Содержание СО₂ в травертинах от 34% до 42%, причем его доля увеличивается вниз по разрезу (табл. 3). Таким же образом происходит снижение доли кремнистых и железистых минералов. По своему химическому составу карбонатные образования минерального источника Халун-Угун соответствуют травертинам Кизи-Хемских углекисло-азотных гидротерм, расположенных на смежной территории Тувы, причем газовый состав и температура источников также идентичны, а травертины углекисло-азотного источника Хойто-Гол сопоставимы с таковыми в углекислых термах Аршан-Тункинского месторождения с более высокими температурами, где активно протекают процессы современного минералообразования. Можно с достаточной уверенностью предполагать, что минеральные воды ОГС являлись углекислыми термами, которые в настоящее время не только остывают, но и теряют углекислоту. Однако темпы потери углекислоты опережают потери тепла, что является определенным путем эволюции гидротермального процесса в Байкальской рифтовой зоне [Ломоносов и др., 1977].

Некоторые источники (Халун-Угун, Торпа) имеют палеовыходы, гипсометрически расположенные выше существующих, что может указывать либо на падение напоров за геологически короткий промежуток времени, либо на высокую тектоническую активность региона, что представляется более вероятным. Например, долина р. Торпа является антецендентной, при поднятии участка земной поверхности река прорезала поле травертинов мощностью до 2 м. Такие явления довольно обычны в горных районах, испытавших в недавнее время тектонические поднятия. Современные тектонические подвижки также меняют пути и глубину проникновения инфильтрационных вод, в результате чего рядом с выходами углекислых терм появляются холодные углекислые воды. В ряде вулканических районов, к которым относится и западный фланг БРЗ, на дневную поверхность выходят “сухие” струи углекислого газа. Источники гидротермальной системы расположены на высоких гипсометрических отметках с мощной многолетней мерзлотой, являющейся своеобразным “экраном”, препятствующим проникновению атмосферных осадков, поэтому СО₂, проходя через эту зону и не встречая метеорных вод, выделяется в виде газа [Пиннекер, 1969]. Примером сложного сочетания холодных углекислых вод, гидротерм и безводных струй СО₂ служит группа источников в долине р. Изиг-Суг

Таблица 3. Химический состав (мас. %) травертинов из некоторых минеральных источников ОГС

Компонент	ист. Халун-Угун, свежий травертин в лотке ниже выхода источника	ист. Халун-Угун, старый травертин из воронки выхода источника	ист. Халун-Угун, древний травертин выше выхода источника	ист. Хойто-Гол, свежий травертин непосредственно у выхода источника	ист. Хойто-Гол, отложения травертина в срубке ниже источника	ист. Хойто-Гол, травертин нижней части террасы на глубине 1 м
SiO ₂	2.47	0.28	0.32	0.66	0.82	0.29
TiO ₂	0.04	<Н. п. о.	<Н. п. о.	<Н. п. о.	<Н. п. о.	<Н. п. о.
Al ₂ O ₃	0.48	<Н. п. о.	<Н. п. о.	<Н. п. о.	<Н. п. о.	<Н. п. о.
Fe ₂ O ₃	1.28	0.62	0.51	<Н. п. о.	<Н. п. о.	<Н. п. о.
FeO	0.27	0.15	—	<Н. п. о.	<Н. п. о.	<Н. п. о.
MnO	0.03	0.11	0.10	0.06	0.06	0.07
MgO	0.84	0.09	0.13	0.43	0.53	0.47
CaO	51.66	54.88	55.58	54.88	53.76	55.3
Na ₂ O	0.17	<Н. п. о.	0.01	0.04	0.07	0.05
K ₂ O	0.03	<Н. п. о.	<Н. п. о.	<Н. п. о.	<Н. п. о.	<Н. п. о.
P ₂ O ₅	0.05	<Н. п. о.	<Н. п. о.	<Н. п. о.	0.06	<Н. п. о.
H ₂ O ⁻	0.27	0.13	0.07	0.15	0.30	0.17
П. п. п.	1.60	1.75	1.19	9.62	5.92	1.55
CO ₂	40.43	41.39	42.08	34.38	38.78	42.35
F	0.07	0.04	0.04	0.16	0.10	0.12
-O(F)	0.03	0.02	0.02	0.07	0.04	0.05
SO ₃	0.05	0.46	0.34	0.12	0.10	0.15
Сумма	99.71	99.88	100.35	100.43	100.46	100.47

(Чойган). Наличие в этом регионе многолетне-мерзлых пород мощностью до 200 и более метров [Орешкин, 1935] обуславливает взаимосвязь подземных и поверхностных вод через талики развитые в зонах тектонических нарушений, где происходит как питание подземных вод метеорными, так и разгрузка глубинных напорных вод, а нередко и то и другое. Высокие отметки не являются препятствием для разгрузки подземных вод, что требует создания высоких гидродинамических давлений, являющихся следствием молодой тектоники. Это подтверждается присутствием в источниках гидротермальной системы концентраций растворенного гелия, значительно превышающих фоновые значения (5.2×10^{-5} мл/л), что связано с подтоком вод глубокой циркуляции (табл. 4).

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ОГС

Углекислые и азотно-углекислые воды источников ОГС в результате резкого снижения парциального давления CO₂ в близповерхностных условиях отлагают избыток вещества в виде нерастворимого осадка карбонатов (травертин) непосредственно в очагах разгрузки. Они свидетельствуют об излиянии палеотермальных вод да-

же если в современных источниках (Торпа, Красные Камни, Соруг, Дунду-Гол) температуры не превышают субтермальных значений. Их образование происходит преимущественно хемогенным путем, поэтому можно ожидать, что они отражают изотопно-геохимические особенности исходных газоводных растворов. При изучении травертинов наиболее подходящими оказываются изотопы стронция, так как они сложены преимущественно карбонатами кальция, а стронций является геохимическим аналогом кальция. На территории Восточной Саяны широко распространены венд-кембрийские карбонатные отложения и средне-позднепалеозойские гранитоиды. В четвертичном периоде здесь были проявлены вулканические извержения базальтового состава. Измеренные “реперные” изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в этих породах укладываются в следующие диапазоны: венд-кембрийские карбонаты 0.7067–0.7097; средне-позднепалеозойские граниты 0.725–0.773; четвертичные базальты 0.7035–0.7050 [Рассказов, 2002]. Для определения изотопных отношений стронция отобрано 6 образцов травертинов из углекислых источников и три из углекисло-азотных (табл. 5). Травертины всех изученных источников имеют высокие отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, но отличаются между собой. При сопоставлении со стронциевыми изотопными “реперами” видно, что наибо-

Таблица 4. Величины теплового потока и содержание гелия в минеральных источниках Окинской гидротермальной системы

№	Источник	<i>t</i> воды, °С	He (общий) × 10 ⁻⁵	Фон	³ He × 10 ⁻⁶	²⁰ Ne/ ⁴ Ne	He (мантийный)%	q, мВт/м ²
1	Халун-Угун	27.5	2550	490	1.40	—	12.5	75.1
2	Хойто-Гол	35.0	3004	578	0.68	—	6.7	69.4
3	Даргал	34.5	786	151	0.64	0.03	5.7	68.9
4	Шутхулай	4.0	185	36	1.80	—	16.0	77.1
5	Дунду-Гол	9.5	1318	254	1.40	0.25	12.5	75.1
6	Красные Камни	7.0–9.0	720	138	1.40	—	12.5	75.1
7	Чойган	38.5	5.2	1	3.10	0.57	27.7	81.4
8	Торпа	5.0	179	34	3.70	0.01	33.0	82.8
9	Соруг	8.0	5.2	1	2.80	1.70	25.0	80.6
10	Родник на дне кратера вулкана Перетолчина	0.2	8	1.5	1.90	2.10	17.0	77.5

Таблица 5. Характеристики водных источников и измеренные отношения изотопов стронция

№	Источник	Тип вод	<i>T</i> , °С	pH	Общая минерализация, мг/л	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr в травертинах, ±2σ
1	Соруг	Углекислые	8	6.15	367	0.708331 ± 0.00019
2	Шутхулай		4	6.2	1540	0.708595 ± 0.00015
3	Торпа		5	6.3	1091	0.708682 ± 0.00016
4	Чойган: выход вод в срубе		38.5	7.8	2445	0.709107 ± 0.00013
	Чойган: выход вод в куполе					0.709045 ± 0.00012
5	Дунду-Гол	9.5	6.8	905	0.708972 ± 0.00018	
6	Даргал: главный выход	Углекисло-азотные	34.5	6.95	1392	0.708512 ± 0.00020
	Даргал: выход 2		—	—	—	0.708615 ± 0.00013
7	Хойто-Гол	35	7.0	983	0.710637 ± 0.00016	

лее высокие изотопные отношения стронция в травертинах углекисло-азотных источников могут быть объяснены большим вкладом гранитного материала. Травертины углекислых источников, как показывают изотопные отношения, связаны с гидротермальной переработкой карбонатных отложений [Демонтерова и др., 2003].

На дне кратера вулкана Перетолчина, возвышающегося над потоком базальтовой лавы на отметке 2000 м существует родник, содержание воднорастворенного гелия в котором в полтора раза выше фонового значения, а соотношение стабильных изотопов гелия $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}_{\text{изм.}}$ выше атмосферного, несмотря на хорошие изоляционные возможности молодых базальтовых покровов. Высокие тепловые параметры в некоторых термопроявлениях, в сочетании с изотопным со-

ставом гелия позволяют допустить здесь поток “мантийного” флюида (см. табл. 4).

Источники Чойган, Торпа, Соруг, расположенные ближе всех к Восточно-Тувинскому вулканическому полю, содержат более 25% “мантийного” гелия от общего его содержания. С.В. Рассказов [Рассказов, 1993] полагает, что в этом направлении происходит смещение теплового поля от подлитосферных тепловых аномалий. Выделение “мантийной” составляющей (в %) произведено по эмпирической формуле, отражающей зависимость между значениями *R* и доли “мантийного” гелия в Егерском и Байкальском рифтах [Лысак, Писарский, 1999]: $\text{He}_m = 12.5 ({}^3\text{He}/{}^4\text{He}_{\text{изм.}})/({}^3\text{He}/{}^4\text{He}_{\text{атм.}})$, в которой атмосферный репер ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}_{\text{атм.}} = 140 \times 10^{-8}$ мл/дм³. Расчеты показали, что доля “мантийного” гелия в источниках ОГС достигает 33%. Это максимальный пока-

Таблица 6. Газовый состав минеральных источников Окинской гидротермальной системы

№	Источник	$t, ^\circ\text{C}$	Газонасыщенность, мл/л	H ₂	He	Ar	O ₂	N ₂	CO ₂	H ₂ S	CH ₄
				Объемные %							
1	Халун-Угун	27.5	71.7	0.000	0.006	1.64	4.53	54.13	39.63	0.000	0.00
2	Хойто-Гол	35.0	83.7	0.014	0.000	0.59	0.09	60.50	34.80	0.000	0.00
3	Даргал	34.5	100.0	0.000	0.011	0.20	5.91	45.83	48.03	0.000	0.03
4	Шутхулай	4.0	548.0	0.002	0.000	0.01	0.02	3.66	96.30	0.012	0.00
5	Дунду-Гол	9.5	285.1	0.000	0.000	0.06	0.79	14.50	84.65	0.000	0.00
6	Красные Камни	7.0–9.0	232.4	0.000	0.012	0.08	0.33	14.75	84.83	0.000	0.00
7	Чойган	38.5	200.0	0.000	0.000	0.21	5.52	30.10	64.70	0.000	0.00
8	Торпа	5.0	311.0	0.000	0.007	0.59	1.86	25.80	71.60	0.000	0.15
9	Соруг	8.0	573.7	0.000	0.000	0.05	1.94	19.92	78.09	0.000	0.00
10	Родник на дне кратера вулкана Перетолчина	0.2	59.3	0.000	0.012	0.18	2.58	60.94	33.29	0.000	3.00

затель для гидротерм подавляющей части Байкальского рифта. Более высокие “субмангитные” значения этого параметра известны только для скважин Тункинской впадины (Жемчуг). Используя линейную зависимость величины теплового потока (q) от отношения стабильных изотопов гелия ($^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{изм.}}$) по формуле: $q(\text{мВт}/\text{м}^2) \pm (15-20\%) = 18.23 \lg R + 181.82$ [Поляк, 1988; Поляк и др., 1979] определены значения величин теплового потока по всем источникам ОГС, которые изменяются от 68.9 до 82.8 мВт/м² и в среднем составляют 76.3 мВт/м², что сравнимо с величиной теплового потока на дне южной котловины оз. Байкал [Голубев, 2007; Лысак, Писарский, 1999] и превышают измеренные и модельные значения теплового потока для северной части Окинского плоскогорья [Petit et al., 2008]. Такая плотность теплового потока не может быть обеспечена только съемом кондуктивного регионального потока движущимися инфильтрационными водами и требует дополнительного теплового источника [Кононов, Поляк, 1982], в нашем случае связанного с аномальным прогреванием литосферных блоков. Сравнимые величины теплового потока по этим же источникам получены при изучении изотопов гелия в подземных источниках Восточной Тувы [Рычкова и др., 2007]. Стоит отметить, что с удалением от Восточно-Тувинского вулканического поля на юг и запад наблюдается ослабление “мангитного сигнала” — значения R падают в разы [Рычкова и др., 2007]. Немногочисленные данные по $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ свидетельствуют о воздушной природе основной массы неона и соответственно инфильтрационном генезисе минеральных источников. Газовый состав Окинских термопроявлений является характерным для районов с недавней вулканической деятельностью и формируется также под воздействием термометаморфизма, биоген-

ных процессов и атмосферы [Плюснин, 2007] (табл. 6).

Почти все углекислые и азотно-углекислые воды термальных и субтермальных источников газуют CO₂ (в спонтанном газе до 90% об., а ее весовая концентрация в жидкой фазе 0.12–0.51 г/дм³, и только в минеральном источнике Шутхулай чуть более 1 г/дм³). В растворенных газах преобладают азот и углекислый газ, в небольшом количестве присутствуют водород, метан, сероводород, гелий. Источники выходят на поверхность на контакте метаморфических, карбонатных и интрузивных пород так, что резервы для пополнения углекислоты, связанные с разложением карбонатных пород под воздействием температуры, несомненно, имеются.

Необходимо отметить появление метана в количестве 3.0% об. в роднике кратера вулкана Перетолчина, который явно питается атмосферными осадками и конденсационными водами, что подтверждается невысокой минерализацией (менее 100 мг/дм³). Низкая температура (0.2°C) указывает на принадлежность этих вод к надмерзлотным, образующим первый от поверхности водоносный горизонт и в региональном плане не связанным с водами глубинных очагов; однако это не является препятствием для проникновения газов в верхние этажи водоносных систем. Метан мог образоваться при термогенном восстановлении CO₂ водородом. Источником CO₂, вероятно, являются “коровые” карбонатные породы. Расчеты геохимического баланса углерода свидетельствуют, что среднее значение $\delta^{13}\text{C}$ для “корового” углерода составляет -7‰ [Фор, 1989]. Изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}$ термальных источников изменяется от -3.8‰ до -9.71‰ [Плюснин, 2007] и соответствует в среднем этой величине, а его крайнее облегченное значение укладывается в

диапазон значений $\delta^{13}\text{C}$ углекислоты природных газов из тектонически активных районов мира [Газалиев, Прасолов, 1988]. В газовой составляющей современных действующих вулканов содержание метана также составляет около 3.0% к объему газов [Виноградов, 1964]. В газах углекислых источников Приэльбрусья, приуроченных к молодым вулканическим образованиям Главного хребта Большого Кавказа концентрация метана достигает 14.94% об. [Костенко, Лаврушин, 2004], однако особенности изотопного состава $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$, $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ дают основание думать о “коровом” происхождении метана. Соотношения CO_2/N_2 свидетельствуют об увеличении доли углекислоты к границе Тувино-Монгольского массива и далее к Восточно-Тувинскому вулканическому полю. Наиболее молодые голоценовые извержения Жом-Болокской группы вулканов произошли непосредственно на границе Тувино-Монгольского массива.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Параметры геохимической обстановки гидротермальной системы соответствуют переходным геохимическим средам. Здесь происходит наложение на мощную зону азотных вод локальных углекислых газодных восходящих струй и глубинных флюидов. Геохимическую среду определяют следующие показатели: Eh от -100 до $+160$ мВ, при pH от 6.2 до 7.8. Естественные проявления гидротерм слабо минерализованы до 2.5 г/л и нередко содержат большое количество кремниевой кислоты до 180 мг/л, концентрация которой, как и общая минерализация, возрастает с повышением температуры. В химическом облике минеральных вод ОГС имеется ряд сходных черт (см. табл. 2). В анионном составе абсолютно преобладает гидрокарбонат-ион, вне зависимости от температуры воды, тогда как катионный состав изменяется от кальциево-натриевого в термальных источниках до магниевого-кальциевого и натриевого-кальциевого в субтермах [Бадминов и др., 2001]. Гидрокарбонатные кальциевые воды формируются в результате простого выщелачивания вмещающих пород подземными водами относительно неглубокой циркуляции. Обогащение гидрокарбонатом кальция происходит за счет разрушающихся в первую очередь щелочноземельных полевых шпатов изверженных и метаморфических пород, широко распространенных на исследуемой территории. Термальные воды с повышенным содержанием гидрокарбоната натрия и большей величиной минерализации формируются на значительных глубинах с замедленным темпом водообмена, где наряду с процессами простого выщелачивания, возможно, происходит метаморфизация вод путем обменных реакций кальция на катионы щелочных

металлов. В некоторых источниках отмечено высокое содержание железа (Красные Камни, Шутхулай), что связано с присутствием пирита в окружающих породах [Борисенко, Замана, 1978]. Важно отметить, что на контактах взаимодействия вод азотной зоны и восходящих глубинных газодных проявлений (вулканических и др.), отражающих влияние восстановительной геохимической среды, возникают “узлы резких гидрогеохимических противоречий” [Щербаков и др., 1971]. Необычайно высокие концентрации редких щелочей (литий, рубидий, цезий) в термальных источниках Даргал, Хойто-Гол, Чойган при невысокой минерализации вод 0.98–2.44 г/дм³, возможно указывают на магматическое происхождение части растворенных веществ [Эллис, 1965]. Гидрокарбонатные кальциевые углекислые воды, как правило, не содержат редких щелочных элементов в заметных количествах.

Исследование изотопного состава гелия позволяет оценить участие мантийных эманаций в формировании флюидных систем, а также определить ареалы магматической активности даже там, где отсутствуют ее поверхностные проявления и положительные геотермические аномалии [Лаврушин, 2007]. Данные по изотопному составу гелия в газах минеральных источников ОГС позволили выявить изотопно-гелиевый “след”, протягивающийся от Урикского и Окинского вулканических полей к Восточно-Тувинскому и показывающий возрастание примеси “мантийного” гелия в этом же направлении. Этих определений не достаточно для оконтуривания границ проекции питающего “магматического очага”, но они отражают тенденцию к увеличению R с омоложением вулканизма [Бадминов и др., 2003]. С уменьшением примеси мантийного гелия снижается содержание углекислоты в газовой фазе минеральных источников ОГС, что характерно для вулканических областей.

Для глубин формирования гидротерм ОГС выявлена определенная закономерность. С приближением к молодым базальтовым покровам Восточно-Тувинского лавового поля они уменьшаются, т.е. расположены ближе к земной поверхности. Доля “мантийной” составляющей и тепловой поток находятся в обратной зависимости от глубины формирования гидротерм.

Таким образом, расположенная на западном фланге БРЗ Окинская гидротермальная система генетически связана с проявлениями молодого вулканизма, а ее тепловые параметры, газовый и химический состав коррелируют с возрастом вулканизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бадминов П.С., Оргильянов А.И., Писарский Б.И. Новые данные о минеральных водах западной части Восточ-

- ного Саяна // Сб. научных трудов Иркутского гос. техн. ун-та. Гидроминеральные ресурсы Восточной Сибири. Иркутск, 2001. С. 6–14.
- Бадминов П.С., Писарский Б.И., Оргильянов А.И., Хабарин Л.В.* Формирование минеральных вод западной части Восточного Саяна по изотопным данным // Мат-лы XVII Всероссийского совещания по подземным водам востока России. Иркутск–Красноярск, 2003. С. 42–44.
- Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г.* Тувино–Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. С. 554–565.
- Борисенко И.М., Замана Л.В.* Минеральные воды Бурятской АССР. Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство, 1978. 162 с.
- Васильев Е.П., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З.* Соотношение древней и кайнозойской структур на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны // ДАН. 1997. Т. 353. С. 785–792.
- Виноградов А.П.* Газовый режим Земли // Труды геохимической конференции “Химия Земной коры”, посвященной столетию со дня рождения В.И. Вернадского. М., 1964. С. 5–21.
- Волкова М.А., Яснитская Н.В.* Холодные углекислые воды южной части Восточного Саяна // Минеральные воды Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 134–144.
- Газалиев И.М., Прасолов Э.М.* О мантийной составляющей газовых струй Дагестана по изотопным данным // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 5. С. 1218–1221.
- Голубев В.А.* Тепловые и химические характеристики гидротермальных систем Байкальской рифтовой зоны // Советская геология. 1982. № 10. С. 100–108.
- Голубев В.А.* Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2007. 222 с.
- Демонтерова Е.И., Бадминов П.С., Иванов А.В. и др.* Источники растворенного вещества термальных вод в районе проявления четвертичного вулканизма Восточного Саяна: вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в травертинах // Мат-лы II Российской конференции по изотопной геохронологии “Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики рудогенеза”. СПб., 2003. С. 142–144.
- Дислер В.Н.* Возможные направления эволюции углекислых вод и азотных терм областей новейшего горообразования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1971. № 3. С. 114–124.
- Дислер В.Н.* Кремнезем в подземной гидросфере // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 128–140.
- Дучков А.Л., Соколова Л.С.* Тепловые свойства пород и температура земной коры горных районов юга Сибири // Тр. Всесоюзной научно-технической конференции “Проблемы горной теплофизики”, посвященной 200-летию Ленинградского горного института. Л., 1973. С. 15–18.
- Ильин В.А., Кононов В.И., Поляк Б.Г., Козловцева С.В.* Оценка глубинных температур с помощью геохимических показателей // Геохимия. 1979. № 6. С. 888–901.
- Кононов В.И., Поляк Б.Г.* Проблемы выявления ювенильной компоненты в современных гидротермальных системах // Геохимия. 1982. № 2. С. 165–177.
- Кононов В.И.* Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1983. 215 с.
- Костенко О.Е., Лаврушин В.Ю.* Метан в газах углекислых вод Приэльбрусья (Северный Кавказ) // Тр. Международной конференции, посвященной 75-летию юбилею гидрогеологии “Фундаментальные проблемы современной гидрогеохимии”. Томск, 2004. С. 166–170.
- Лаврушин В.Ю., Маковозов А.О.* Температура минеральных вод – отражение магматогенной термоаномалии в районе вулкана Казбек // Вестник Владикавказского Научного Центра. 2004. Т. 4. № 3. С. 33–40.
- Лаврушин В.Ю.* Изотопно-гелиевый ареал Казбекского вулканического центра // ДАН. 2007. Т. 414. № 2. С. 239–242.
- Ломоносов И.С., Флешлер В.И., Юргенсон Г.А.* Современная гидротермальная деятельность и минералообразование в Байкальской рифтовой зоне // Гидротермальный процесс в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1977. С. 56–64.
- 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. 45–55.
- Орешкин Н.И.* Вечная мерзлота на Ботогольском гольце в Восточных Саянах // Землеведение. 1935. Т. 37. Вып. 1.
- Пиннекер Е.В.* Термальные воды Саяно-Тувинского нагорья // Вопросы гидрогеологии и гидрохимии. Иркутск, 1969. С. 93–123.
- Плюснин А.М.* О генезисе воды, углекислого газа и растворенных веществ в углекислых минеральных водах Восточного Саяна // Мат-лы Международной научно-практической конференции. Улан-Удэ, 2007. С. 58–60.
- Поляк Б.Г.* Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.
- Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П.* Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3–23.
- Рассказов С.В.* Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 288 с.
- Рассказов С.В.* Сопоставление вулканизма и новейших структур горячих пятен Йеллоустоуна и Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1994. № 10. С. 67–75.
- Рассказов С.В., Логачёв Н.А., Брандт И.С. и др.* Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя. Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
- Рассказов С.В., Саранина Е.В., Демонтерова Е.И. и др.* Мантийные компоненты позднекайнозойских вулканических пород Восточного Саяна по изотопам Pb, Sr и Nd // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 12. С. 1065–1079.
- Рычкова К.М., Дучков А.Д., Лебедев В.И., Каменский И.Л.* Изотопы гелия в подземных источниках Восточной Тувы // ДАН. 2007. Т. 417. № 6. С. 814–817.
- Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

- Щербаков А.В., Макаренко Ф.А., Смирнова Г.Н. Газы подземной гидросферы СССР // Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М., 1971. С. 22–28.
- Эллис А.Дж. Геохимия гидротерм вулканических районов // Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965. С. 167–179.
- Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Аракелянц М.М. и др. Новейший вулканизм Восточной Тувы: хронология вулканических событий на основе К–Аг датирования // ДАН. 1999. Т. 368. № 2. С. 244–249.
- Fouillac C., Michard G. Sodium/litium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // *Geochemics*. 1981. V. 10. P. 55–57.
- Fournier R.O., Truesdell A.H. An empirical Na–K–Ca chemical geothermometer for natural waters // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37. P. 1255–1275.
- Kharaka Y.K., Mariner R.N. Chemical Geothermometers and Their Application to Formation Waters from Sedimentary Basins // *Thermal History of Sedimentary Basins, Methods and Case Histories*. N. Y.: Springer-Verlag, 1989. P. 99–117.
- Petit C., Burov E., Tiberi C. Strength of the lithosphere and strain localisation in the Baikal rift // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 269. P. 523–529.
- Philip H., Cisternas A., Gvishniani A., Gorshkov A. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // *Tectonophysics*. 1989. V.161. P. 1–21.
- Truesdell A.H. Geochemical techniques in exploration. *Proc. Soc. United. Nat. Sumpos. Develop. and Use of Geotherm. Res. San Francisco. California. USA, 1976. V. 1. P. 53–63.*

The Oka Hydrothermal System, East Sayan Mountains

P. S. Badminov, A. V. Ivanov, B. I. Pisarskii, and A. I. Orgil'yanov

*Institute of the Earth's Crust, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, 128 ul. Lermontova, Irkutsk, 664033 Russia
e-mail: irig@crust.irk.ru*

Abstract—The western flank of the Baikal Rift Zone contains the Oka hydrothermal system of the “volcanogenic type,” which is related to the occurrence of basaltic volcanism. It consists of springs for the discharge of thermal and subthermal waters confined to the intersections of faults of various settings at the boundary of two major lithospheric blocks. Helium isotope data were used to find heat flow for all springs of the hydrothermal system; this heat flow is comparable with that across the bottom of the Baikal southern basin. Predicted hydrotherm temperatures were calculated at the depths of their generation using silica and cation thermometers. The average depth of generation of the springs that form the Oka hydrothermal system is 2.8 km, which is 1.1 km nearer to the ground surface than the h of the hydrothermal occurrences around Lake Baikal. The spatial coincidence between the location of the hydrothermal system and the area of young volcanism provides evidence of a common source of heat, while the thermal parameters of the system, its gas and chemical compositions, correlate with the age of the volcanism.