

Арсанова Г.И. К вопросу о происхождении перегретых хлоридно-натриевых вод молодых вулканических областей // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 14-21.

Отдельный оттиск

Академия наук СССР дальневосточный научный центр ордена трудового красного знамени институт вулканологии. Сборник гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма) издательство «наука» сибирское отделение Новосибирск 1974 г (стр. 14-21)

Г. И. АРСАНОВА

(Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР)

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ПЕРЕГРЕТЫХ ХЛОРИДНО-НАТРИЕВЫХ ВОД МОЛОДЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Взаимоотношение воды и силикатных расплавов в условиях земной коры — одна из важнейших проблем геохимии, и в последнее время ей уделяется все больше внимания. Экспериментально доказана возможность растворения значительных количеств воды как в основном, так и в кислом силикатных расплавах (Хитаров, 1960, 1961), однако в условиях земной коры, по-видимому, значительно больший геологический эффект сопровождает ассимиляцию воды кислой магмой. Кислые магмы — высоковязкие магмы. Растворение воды ведет к значительному снижению вязкости. Падение вязкости стимулирует передвижение вещества внутри очага и, возможно, подток его снизу (Кадик, Ступаков, 1970); влияет на форму очага (жидкие магмы могут принимать относительно уплощенные формы, вязкие — более изометричные) на его петрографию, минералогию и геохимию. При отторжении воды, вернее растворов (флюидов), в процессе развития водообильных интрузий последние могут превратиться в корни гидротермальной системы. Представляет интерес оценить место термальных вод вулканических областей в процессе становления кислых интрузий, тем более что подмечена пространственная ассоциация некоторых гидротерм с кислыми интрузивными телами (Аверьев, 1966).

Приведенные ниже рассуждения касаются только одного типа вод молодых вулканических областей, а именно наиболее энергоемких, с температурой на глубине до 350° и дебитом до 100 л/с и выше, практически чисто хлоридно-натриево-калиевых по солевому составу, с характерной комбинацией газовых компонентов, среди которых, с точки зрения превращений солевого состава, важно присутствие H_2S и CO_2 . На дневной поверхности такие гидротермальные системы проявляют себя в виде многочисленных напорных источников и гейзеров, отлагающих на выходе гейзериты. В табл. 1 приведены данные анализов воды десяти источников и скважин (формулы Курлова) из различных районов мира областей молодой вулканической деятельности. Умышленно выбирались источники и скважины с наиболее чистой хлоридно-натриево-калиевой водой, так как, во-первых, именно они характеризуют «коренной», центральный горячий глубинный поток, а во-вторых, почти все прочие термальные воды вулканических областей, локально не связанные с постройками действующих вулканов, могут быть генетически увязаны с превращениями хлоридно-натриевых перегретых вод (последний вопрос в данной работе не разбирается).

Присутствие эндогенной составляющей в составе хлоридно-натриевых перегретых вод ныне не вызывает сомнений и доказывается высокой интенсивностью теплового потока (White, 1957; Аверьев, 1966). Однако объяснение формирования этих вод путем смешения эндогенной составляющей с инфильтрационными водами в пределах конкретных гидрогеологических структур, как это предполагается в настоящее время большинством исследователей (White, 1957; Аверьев, 1966; Паужетские горячие воды на Камчатке, 1965; и др.), вызывает ряд замечаний и представляется весьма затруднительным в связи с особенностями их химсостава.

Т а б л и ц а 1
Химический состав перегретых хлоридно-натриевых вод молодых вулканических областей

Район	Источник информации	Макросостав воды		Сумма минерал. веществ, которые могли быть выщелочены из пород, мг/л	Ориентировоч. минерализация гипотетической инфильтрационной составляющей, мг/л
		Минерализация г/л	Основной солевой состав		
Камчатка, Паужетка, скв 4	1	2,7	$\frac{Cl\ 95\ SO_4\ HCO_3}{Na\ 89\ Ca\ 5\ K\ 3\ Mg\ 2}$	191	<95
Камчатка, Узон, ист. «Центральный»	2	3,5	$\frac{Cl\ 95\ SO_4}{Na\ 90\ K\ 5\ Ca\ 4}$	160	<80
Камчатка, Долина Гейзеров, гейзер «Тройной»	3	1,4	$\frac{Cl\ 84\ SO_4\ CO_3}{(Na+K)100}$	264	<132
Япония, ост. Кюсю, № 7 (Ootake)	4	3,0	$\frac{Cl\ 87\ SO_4\ HCO_3}{Na\ 87\ K\ 7\ Ca\ 2\ Mg\ 3}$	410	<205
Нов. Зеландия, Вайракей, скв. 4	5	3,7	$\frac{Cl\ 97\ SO_4\ CO_3}{Na\ 88\ K\ 7\ Ca\ 2}$	106	<53
Нов.Зеландия, Вайотапу, скв. 7	6	2,4	$\frac{Cl\ 90\ HCO_3}{Na\ 90\ K\ 6\ Li\ 2\ Mg\ 1}$	213	<106
Сев.Америка, Йеллоустонский Нац.парк, бассейн Норрис	5	1,9	$\frac{Cl\ 93\ SO_4\ HCO_3}{Na\ 85\ K\ 8\ Li\ 4\ Ca\ 1}$	100	<50
Сев.Америка, Калифорния, граф. Техама, ист. «Морган»	5	4,6	$\frac{Cl\ 96\ SO_4\ HCO_3}{Na\ 85\ K\ 7\ Ca\ 6}$	264	<132
Аляска, остров Итпак, гейзер «Bight»	5	1,3	$\frac{Cl\ 79\ SO_4\ HCO_3}{Na\ 84\ Ca\ 1\ K\ 3}$	246	<123
Исландия, Кризувик, Глав. скв.	7	2,2	$\frac{Cl\ 87\ SO_4\ HCO_3}{Na\ 89\ K\ 5\ Ca\ 3\ Mg\ 2}$	118	<59
С р е д н е е				226	113

Источник информации: 1 — Паужетские горячие воды на Камчатке; 2 — данные Г. Ф. Пилипенко; 3 — Кононов, 1965; 4 — проба отбор. С. И. Набоко, аналитик Е. М. Филькова; 5 — White, 1963; 6 — Wiotapu geothermal Field, 1963; 7 — Иванов, 1961.

1. Основная минеральная нагрузка хлоридно-натриевых перегретых вод НЕ может произойти за счет выщелачивания пород.

Данные экспериментальных исследований и гидрохимических наблюдений свидетельствуют, что столь чисто хлоридные воды подобной низкой минерализации не образуются при химическом разложении осадочных (Киссин, Пахомов, 1965) и изверженных (Данилова, 1966) пород. Высокотемпературный прогрев водовмещающих толщ также не приводит к метаморфизму вод выщелачивания до хлоридно-натриевых с минерализацией от 4 г/л и менее,

причем отсутствует даже тенденция к этому, что видно на примере конкретных анализов искусственных термальных вод, возникающих на участках подземной газификации углей (Кононов, 1965). Поэтому хлориды щелочных элементов в определяющих количествах причисляются к компонентам эндогенного генезиса. К сходным выводам с иных позиций ранее пришли А. Эллис и С. Уилсон (Elleis, Wilson, 1960). Позднее один из авторов (Эллис, 1970); усомнившись в предыдущих выводах, высказал предположение; что химический состав гидротерм можно получить в результате взаимодействия горячей воды с твердыми породами. В доказательство приводятся данные по выщелачиванию из пород хлора, который содержится в породах в количестве 990 — 12 частей на миллион, и микро-компонентов. Однако перевод некоторых элементов в раствор еще не доказывает возможности формирования природных вод, солевой состав которых представлен более чем на 95% хлоридами натрия и калия. Важен не факт перевода отдельных компонентов в раствор, что практически всегда оказывается возможным в тех или иных количествах, а формирование раствора со всеми его ингредиентами и с определенным соотношением между ними. Растворы, аналогичные природным по количеству и соотношению макро- и микрокомпонентов, в экспериментах по выщелачиванию не получены.

2. В хлоридно-натриевых перегретых водах отсутствуют следы минерализации инфильтрационных вод.

Кроме хлоридов щелочей в состав эндогенной составляющей, по-видимому, входят соединения бора, кремния, германия, мышьяка, газы — CO_2 , H_2S , H_2 , CH_4 , C_2H_4 , C_2H_6 , NH_3 и, не исключено, компоненты, не фиксируемые в гидротермах на выходе или близ поверхности, выпавшие в твердую фазу при соединении эндогенного флюида с холодными инфильтрационными водами (если такой процесс имел место). Эндогенность большинства перечисленных компонентов на данном этапе исследований трудно доказать. Однако невозможно возразить против того, что соединения бора, кремния и других элементов, повсеместно обнаруживаемых в хлоридно-натриевых водах, могли быть выщелочены (если они выщелочены) в столь высоких количествах горячим раствором, а газы могли образоваться в результате термометаморфизма, т. е. гипотетическая инфильтрационная (холодная) составляющая указанных выше компонентов не содержала. К доле компонентов, выщелоченных из пород, в хлоридно-натриевых водах можно отнести Ca^{+2} , Mg^{+2} , HCO_3^- , CO_3^{-2} , SO_4^{-2} , незначительное количество хлор-иона (в расчете принималось 10% от суммы анионов в мг-экв.) и эквивалентное количество натрия — до равенства в мг-экв. анионов и катионов. В двух случаях добавлялось 30 и 38% хлор-иона от суммы анионов для того, чтобы уравновесить весь Ca^{+2} и Mg^{+2} . Na^+ в этих случаях не добавляется. Переводить большое количество хлора в экзогенные компоненты было бы неправомерно, так как инфильтрационные воды, образующиеся при выщелачивании пород, имеют бикарбонатно-натриевый и бикарбонатно-кальциевый состав при низкой минерализации (Данилова, 1966; и др.) Подсчитанное подобным образом общее количество минеральных веществ, которые могли быть выщелочены из пород, составляет в среднем 0,2 г/л. Гипотетическая инфильтрационная составляющая должна содержать приблизительно в два раза меньше растворенных солей, поскольку выщелачивающая способность горячего хлоридно-натриевого раствора значительно выше, чем у холодной маломинерализованной воды (Хитаров, 1970). Отсюда минерализация гипотетической инфильтрационной составляющей выражается цифрой в среднем менее 0,1 г/л, опускаясь в отдельных случаях до значений менее 0,05 г/л и не поднимаясь выше 0,2 г/л. Природных же подземных

вод с минерализацией 0,2, 0,1 и гем более 0,05 г/л на глубинах 2—3 км, как правило, не существует. Даже воды зоны интенсивного водообмена, по данным Е. А. Вакина, для Камчатки, имеют минерализацию до 0,375 г/л при гидрокарбонатно-натриево-кальциевом составе. Инфильтрационные воды неогенового комплекса пород, по материалам Камчатского ТГУ, на глубинах уже 100—180 м характеризуются минеральной нагрузкой в пределах от 0,473 до 0,699 г/л при том же минеральном составе. Хотя в горных районах, по-видимому, нет столь четко выраженного увеличения минерализации вод с глубиной, как на равнинах, рост растворенных веществ от вод свободного водообмена к водам замедленного водообмена более низких горизонтов наблюдается (Шубенин и др., 1969) и на Камчатке; на глубине всего до 100 м минерализация реальных природных инфильтрационных вод уже превышает вычисленную минерализацию гипотетической инфильтрационной составляющей.

3. Не удается объяснить механизм потери избыточной минеральной нагрузки реальной инфильтрационной водой в момент или после смешения ее с эндогенным флюидом до величин, рассчитанных для гипотетической инфильтрационной составляющей — кол.б. (см. табл. 1).

Рассмотрим возможность дистилляции реальных природных вод, существующих на глубинах порядка трех километров, при резком увеличении температуры и добавке хлоридов эндогенной составляющей. Реальные природные воды больших глубин, скорее всего, будут представлены растворами хлоридов с минерализацией от нескольких граммов до десятков и сотен граммов в литре. Такие воды, естественно, не могут быть разбавителями для эндогенной составляющей. Хлориды натрия и калия, например, не покинут раствор при концентрациях даже на два порядка выше, чем в хлоридно-натриевых перегретых водах, так как их растворимости составляют сотни граммов на литр и повышаются с температурой и давлением вдоль геотермобары (Смит, 1968). Находки в природе горячих растворов хлоридов рассольных концентраций доказывают их устойчивость в условиях земной коры (White a oth, 1963).

Природные подземные воды с низким содержанием хлора — это воды сложного состава с преобладанием гидрокарбонат- и сульфат-ионов в анионах с минерализацией порядка грамма в литре и несколько больше. Нахождение их на глубинах около 3 км менее вероятно, но для горных районов, по-видимому, возможно. Если инфильтрационная составляющая представлена водой сложного состава, то при ее смешении с эндогенной составляющей часть сульфатов и гидрокарбонатов должна покинуть раствор. Концентрация их в растворе не должна превышать расчетную минерализацию гипотетической инфильтрационной составляющей — только в таком случае могла бы образоваться типичная хлоридно-натриевая вода, характерная для районов молодой вулканической деятельности. Возможна ли подобная очистка?

Минимальное значение растворимости одной из низкорастворимых солей CaSO_4 на кривой, относящейся к давлению, соответствующему геотермобаре с поверхностным градиентом $50^\circ/\text{км}$ и выполаживанием на глубину, составляет приблизительно 0,05 г/л (Смит, 1968, рис. 118). Если бы инфильтрационная составляющая, соединяясь с эндогенным флюидом, вносила бы в смесь сульфат кальция, то он бы остался в хлоридно-натриевой перегретой воде в условиях земной коры до величины 0,05 г/л.

Для выяснения комплексного влияния на природный раствор в условиях водоносного пласта высокотемпературного прогрева и газов, сходных с вулканическими, можно привлечь данные подземной газификации углей,

упоминавшиеся выше (Кононов, 1965). Температура, возникающая в горящем пласте, соизмерима с температурой вулканического очага — порядка 1100°; известен состав природных вод до начала газификации и состав образующихся термальных вод. Нас интересует устойчивость сульфатов и бикарбонатов. При преобладающей температуре в пласте 400—600° в водах (конденсатах) определяется от 0,08 до 0,62 г/л $\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2} + \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ при высоком содержании SO_3^{2-} и $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ до 5,5 г/л и общей минерализации 12,5 г/л. В водах, нагретых до 114—120°, сумма $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ колеблется от 0,7 до 2,1 г/л. Природные растворы типа вод месторождения Больше-Банного, (Камчатка) СКВ. 31 гл.отбора 130 метров

Минерализация – 1,4 г/л $\frac{\text{SO}_4 64 \text{ HCO}_3 19 \text{ Cl } 17}{(\text{Na} + \text{K}) 92 \text{ Ca } 10}$

свидетельствуют об устойчивости в земных слоях перегретых растворов сульфатов и бикарбонатов до значительно больших концентраций, чем приведенные в кол. 6 (см. табл. 1). Присутствие в растворе в преобладающем количестве хлор-иона не только не уменьшит, но даже увеличит растворимость карбонатов и сульфатов (Смит, 1968).

Следовательно, если бы инфильтрационная составляющая входила в состав хлоридно-натриевых вод, она должна была бы проявиться в виде более высокого количества выщелоченных компонентов. Кроме того, остывающие растворы относятся к активированным растворам и их способность удерживать в своем составе растворенное вещество выше, чем у обычных (Летников и др., 1970).

4. Хлоридно-натриевые перегретые воды районов молодой вулканической деятельности планетарно однообразны.

Состав перегретых хлоридно-натриевых вод практически одинаков. Минерализация колеблется всего в 2,5—3 раза и не зависит от состава пород, среди которых они выходят — от риолитов (Йеллоустон, Вайракей) до андезитов и базальтов (Камчатка, Исландия). Легко допустить постоянство состава эндогенной составляющей, так как флюид должен отделяться в определенных, вероятно, нешироких пределах давления и температуры, и, по-видимому, связан с очагами кислой магмы. В то же время трудно предполагать постоянство инфильтрационной составляющей и выдержанность соотношения: эндогенная составляющая / инфильтрационная составляющая.

Экспериментальные исследования (Хитаров, 1957) по растворимости минералов горных пород при повышенных температурах и давлениях показали, что комбинация компонентов в растворе, продвигающемся по участку породы, зависит не только от состава силикатных минералов, но меняется также от зоны к зоне, которые различаются по температуре и давлению или по обоим параметрам вместе. Поступление новых компонентов зависит от уже сформировавшегося состава раствора. Например, для гранодиорита при равном количестве натрия растворы хлористого натрия интенсивней переводят в раствор калий, чем в случае действия на гранодиорит раствора бикарбоната натрия. Одновременно усиливается подвижность кальция. Комбинация условий в верхней части коры, которая могла бы привести к формированию фактически наблюдаемых природных растворов (см. табл. 1), должна быть жестко узкой как по составу пород и их последовательности, так и по их структурным особенностям, что практически невозможно.

Все исследователи отмечают общее выравнивание физико-химических свойств горных пород с глубиной (Белюсов и др., 1966). Самыми пестрыми по своим

физико-химическим характеристикам являются верхние части земной коры, где формируются рассматриваемые термы. Однообразие хлоридно-натриевых перегретых вод достойно специального изучения, так как во всех случаях они прошли в земной коре путь в несколько километров. Скорее всего, это свидетельство их движения преимущественно по открытым трещинным зонам, а не диффузно через толщу пород. Возможно, имеет место «самокаптаж» путей движения окислами кремния.

Фильтрационный эффект не мог сказаться сколько-нибудь заметно на формировании их химического состава. Минерализация вод — выше предельных концентраций растворов, с которых начинается дифференциация компонентов при фильтрации (0,01 N и меньше концентрации растворов, согласно графикам Жарикова, 1968). Если считать направление фильтрации снизу вверх, хлоридно-натриевые воды отвечают раствору после фильтрации (под фильтром — в экспериментах) и, согласно выведенному ряду подвижности компонентов при фильтрации $Rb^+ < Cs^+ < K^+ < Na^+ < Li^+ < Ca^{+2} < Mg^{+2} < Fe^{+2} < Fe^{+3} < Al^{+3}$ (Алехин, 1970), вода на выходе должна быть сложного состава, а не натрий-калиевого. Необъяснимо с этих позиций и высокое содержание в водах малоподвижного цезия.

Таким образом, представление о генезисе хлоридно-натриевых перегретых вод молодых вулканических областей по схеме растворения эндогенных эманаций в инфильтрационных водах не находит подтверждения в особенностях химического состава исследуемых гидротерм. Однако известно, что глубинный силикатный расплав недонасыщен по воде и не может поэтому отторгать в течение десятков тысяч лет такие огромные массы воды, какие выносятся гидротермальными системами, без дополнительного внешнего ее источника. Если горячий флюид, по предположению В. В. Аверьева (1966), является продуктом глубинных зон Земли, то вся вода (H_2O) хлоридно-натриевых гидротерм должна быть ювенильной, не бывшей в кругообороте, первичной. Однако это представляется невозможным не только согласно данным изотопного анализа (так иногда считают), но и с точки зрения темпов накопления воды как продукта дегазации мантии. Ориентировочный расчет показывает, что если хлоридно-натриевые воды были бы единственным поставщиком на поверхность ювенильной воды (а она поставляется дополнительно магмой при извержениях), то и тогда общее количество ее было бы значительно больше фактического объема воды в гидросфере, т. е. в состав хлоридно-натриевых гидротерм должна входить возрожденная вода.

В качестве возможного способа формирования хлоридно-натриевых перегретых вод предполагается механизм ассимиляции свободных напорных, но не поровых, как полагал Szadeczky-Kardoss (1960), подземных вод магматическим очагом и последующее отторжение водного флюида. По отношению к поровым водам магматический очаг выступает как зона просушки, поэтому поровые воды окружающих пород не могут быть источником дополнительной воды.

Представления кажутся вероятными в свете материалов по растворимости воды в силикатных расплавах и распределению ее по вертикальной магматической колонне (Кеннеди, 1957). Данные изотопного анализа водорода и кислорода воды гидротерм подтверждают предполагаемую схему их генезиса. При ассимиляции метеорных вод и последующем отторжении магматическим очагом водного флюида соотношение изотопов водорода не должно измениться, так как водороду воды практически не с чем обмениваться; кислород же несколько утяжелится за счет обмена с кислородом силикатов. Добавка ювенильной воды должна также несколько утяжелить элементы, однако она

может быть очень незначительной. Изотопный состав водорода хлоридно-натриевых перегретых вод сходен с таковым метеорных вод, а изотопный состав кислорода по последним данным отличается обогащенностью O_{18} (Интерсон, ссылка по Пиннекеру, 1966; Белевцов, 1970; и др.). О том, что магма может быть «лифтом» для воды и, более того, образование гранитных магм стало возможно на Земле только после образования гидросферы, говорил И. Н. Кушнарев (1969). На возможность ассимиляции метеорных вод магматическим очагом указывал и А. Эллис (1970).

Возможно, ассимиляция напорных вод коры есть закономерный этап развития очагов кислых гранитных магм и перегретые хлоридно-натриевые воды являются отторгающимся магматическим флюидом в том виде, как он достигает поверхности Земли, когда в силу структурных особенностей конкретных участков не происходит перехвата холодными водами коры, флюид не оказывается в гидрогеологически закрытой структуре, не дифференцируется и т. п.

Если представления о генезисе хлоридно-натриевых перегретых вод как о водном флюиде, отторгающемся в ходе развития магматического очага, верны, то геохимические тенденции, имеющие место при дифференциации магмы в процессе становления очагов, должны прослеживаться и в хлоридно-натриевых перегретых водах, отражая единство силикатных магматических продуктов и гидротерм как производных единого магматического процесса. Для выяснения геохимических особенностей процесса наиболее удобно использовать в качестве индикатора микрокомпоненты и отношения между ними.

В ходе развития единой комагматической серии пород и далее— пегматитового процесса идет накопление всех щелочных элементов, особенно лития и цезия. Литий и цезий достаточно отличаются по своим свойствам, но в пегматитах они ассоциируют (Гинзбург, Ставров, 1969; Ставров, 1963). Аплиты, рассматриваемые как инъекции неостывшей гранитной магмы, кристаллизующейся в условиях быстрого удаления летучих, по данным О. Ставрова (1963), оказываются обедненными цезием и литием, которые были вынесены вместе с другими летучими. Отмечается вынос цезия и лития в эндоконтакты и обогащение ими же апикальных участков гранитных массивов.

В табл. 2 приводятся содержания редких щелочных элементов и отношения между ними в хлоридно-натриевых перегретых водах молодых вулканических областей.

Хлоридно-натриевые воды обогащены всеми щелочными элементами, но особенно литием и цезием (Арсанова, 1969, 1974), причем характер отношения между щелочными элементами и их высокие содержания также планетарно однообразны. В пегматитовом процессе наблюдается геохимическая связь бора с цезием. Хлоридно-натриевые воды содержат очень много бора. Отношение Rb/Cs имеет тенденцию в ходе становления интрузий и пегматитового процесса падать до значения 10—5. Хлоридно-натриевые воды имеют довольно устойчивое отношение Rb/Cs около 1. Отношение K/Rb также падает в ходе развития пегматитового процесса до 200—150. Хлоридно-натриевые воды характеризуются отношением K/Rb , равным 390—160.

Наблюдаемое сходство имеет далеко идущие последствия и требует дополнительного изучения и сравнения. Ограничимся лишь констатацией единства геохимических тенденций как отражения генетического родства.

Проблема происхождения термальных вод чрезвычайно сложна и решается уже не первое столетие. Анализ материалов по общесолевому составу вод и

Таблица 2
Редкие щелочные элементы в хлоридно-натриевых перегретых водах молодых
вулканических областей

Район, источник	Li		Rb		Cs		Li:Rb:Cs Li=100	Cs/Rb	Автор
	мг/л	% минер.	мг/л	% минер.	мг/л.	% минер.			
<i>Камчатка:</i>									
Паужетское, м-ние	3,45	0,107	0,23	0,0072	0,37	0,010	100:7:11	1,70	Арсанова
Узон. ист. Главный Грифон	5,83	0,22	0,59	0,023	0,47	0,017	100:10:8	0,80	»
Долина Гейзеров, гейзер «Великан»	3,10	0,17	0,40	0,022	0,37	0,021	100:13:12	0,93	»
Киреунские, грифон «Печка»	2,60	0,20	0,19	0,014	0,22	0,017	100:7,3: 8	1,16	»
<i>Курильские острова:</i>									
Кунашир, Горячий Пляж, скв. 3	1,10		0,18		0,12		100:16:11	0,69	»
<i>Япония:</i>									
о. Кюсю, Оотаке, of Wall	4,05	0,14	0,48	0,016	0,71	0,024	100:12:18	1,47	»
Шионоха (префектура Нарат)	4		0,40		0,30		100:10:7, 5	0,75	Ellis, Wielson, 1960
<i>Новая Зеландия:</i>									
Ист. пл. Вайракей	9,70	0,32*	2,10	0,070*	1,80	0,060*	100:20:19	0,86	Эллис, 1965
Ист. пл. Вайотапу	4,70	0,16*	0,50	0,017*	(),70	0,023*	100:11:15	1,40	»
Ист. пл. Каверау .	4,60	0,15*	0,45	0,015*	0,35	0,012*	100:10:8	0,77	»

* Рассчитано ориентировочно при минерализации 3 г/л..

особенностям распределения в них микрокомпонентов лишь ограничивает некоторые предыдущие реконструкции. Предложенная модель генезиса хлоридно-натриевых перегретых вод нуждается в обсуждении ее соответствия природным процессам специалистами смежных геологических специальностей, однако и все иные возможные схемы происхождения должны учитывать и объяснять приведенные выше особенности их химического состава.

ЛИТЕРАТУРА

Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. Современный вулканизм. М., «Наука», 1966.
Арсанова Г. И. К. геохимии редких щелочей в термальных водах вулканических областей.— В кн.: Молодые гидротермально-измененные породы Камчатки и Курильских островов. М., «Наука», 1969.

- Арсанова Г. И.** Редкие щёлочи в термальных водах вулканических областей.. Новосибирск, «Наука», 1974
- Белевцев Я. Н.** О глубинных источниках эндогенного рудообразования.— В кн.: Современные минералообразующие растворы. Петропавловск-Камчатский, 1970.
- Гинзбург А. И., Ставров О. Д.** К геохимии цезия.— «Геохимия», 1969, № 4.
- Данилова Г. И.** О выщелачивании алюмосиликатных изверженных горных пород.— В кн.: Гидрохимические материалы. Т. X. Л., 1966.
- Иванов В. В.** Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма. (Тр. лаборатории вулканологии), вып. 19, 1961.
- Кадик А. А., Ступаков Е. П.** Моделирование температурных полей околомагматических тел значительной радиальной протяженности.— «Геохимия», 1970, № 1.
- Кеннеди Дж.** О роли воды в магме.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Киссин И. Г., Пахомов С. И.** Некоторые данные о роли высоких температур и давлений в формировании химического состава подземных вод.— «Докл. АН СССР», 1965. 163.
- Кононов В. И.** Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М., «Наука», 1965.
- Кушнарев И. П.** Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1969.
- Летников Ф. А., Кашеева Т. В., Минцис А. Ш.** О роли генетического фактора в эволюции гидротермальных систем.— В кн.: Современные минералообразующие растворы. Петропавловск-Камчатский, 1970.
- Паужетские** горячие воды на Камчатке. М., «Наука», 1965.
- Пиннекер Е. В.** Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., «Наука», 1966.
- Смит Г.** Физическая геохимия. М., «Недра», 1968.
- Ставров О. Д.** Геология месторождений редких элементов. М., 1963.
- Хитаров Н. И.** Соотношение между водой и магматическим расплавом.— «Геохимия», 1960, № 7.
- Хитаров Н. И.** Вопросы формирования гидротермальных растворов. 1961. (Тр. лаборатории вулканологии, вып. 19).
- Хитаров Н. И.** и др. Влияние вулканогенных пород на состав гидротермальных растворов.— «Геохимия», 1970, № 6.
- Шубенин Н. Г.** и др. Особенности формирования и гидрохимическая зональность подземных вод Красноярского края и Тувинской автономной республики.— «Вопросы гидрогеологии и геохимии», Иркутск, 1969, вып. IV.
- Эллис А. Дж.** Геохимия гидротерм вулканических районов.— В кн.: Проблема геохимии. М., «Наука», 1965.
- Эллис А. Дж.** Химия некоторых исследованных геотермальных систем.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970.