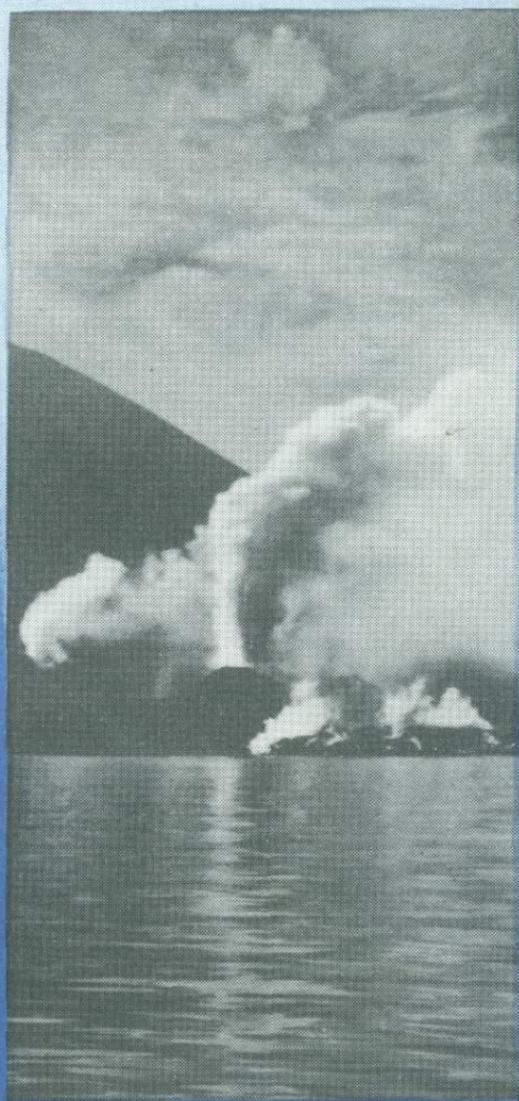


Ю. П. ТРУХИН
И. И. СТЕПАНОВ
Р. А. ШУВАЛОВ



РТУТЬ

в современном
гидротермальном
процессе

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

Ю. П. ТРУХИН
И. И. СТЕПАНОВ
Р. А. ШУВАЛОВ

4546

РТУТЬ в современном гидротермальном процессе

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
С. И. НАБОКО



МОСКВА
"НАУКА"
1986



Трухин Ю.П., Степанов И.И., Шувалов Р.А. Ртуть в современном гидротермальном процессе. 1986, М.: Наука, 199 с.

В книге рассматриваются различные аспекты поведения ртути в современных газогидротермальных, а также магматических процессах. Приводится обширный материал по составам современных термальных растворов, вулканических газов и конденсатов. Во взаимосвязи рассматриваются натурные и экспериментальные данные, характеризующие поведение ртути в термоградиентных полях областей активного вулканизма. Книга предназначена для геохимиков, геологов, вулканологов, занимающихся исследованием современных и палеогидротермальных процессов.

Ил. 31, табл. 82, библиогр. 203 назв.

Рецензенты:

В.Д. Баранов, Ю.А. Таран

ВВЕДЕНИЕ

С.И. Набоко [101], обобщая материал по металлоносности современного гидротермального процесса, отмечает, что для областей современной тектономагматической активности Тихоокеанского подвижного пояса характерна "современная преимущественно сульфидная мышьяково-сурьмяно-ртутная с золотом, серебром и битумами гидротермальная минерализация" [104, с. 102]. Поэтому вопросы геохимии ртути в современном газогидротермальном процессе представляют особый интерес, так как допускается, что в современную нам геологическую эпоху формируется определенная металлогеническая специализация региональных структур.

Существующему знанию геохимии ртути в современных газогидротермальных процессах мы обязаны, прежде всего, работам Д.Е. Уайта, А.А. Саукова, Н.Х. Айдиньян, Н.А. Озеровой, С.И. Набоко [9, 10, 11, 117–129, 130, 143, 170; и др.]. Наши систематические исследования на геотермальных объектах Камчатки и Курильских островов позволили уточнить имеющийся материал и получить ряд новых данных. Прежде всего это относится к поведению ртути в недрах высокотемпературных гидротермальных систем, а также в пределах высокотемпературных (до 500° С) длительно существующих фумарольных полей и зон вторичного разогрева на вулканах. Выполнены первые измерения удельных потоков ртути в газовой фазе через земную поверхность на ряде геотермальных месторождений Камчатки. На основании новых данных рассмотрены условия миграции и возможные источники ртути в современных газогидротермальных процессах.

Большое внимание уделено поведению ртути в процессах магматической дифференциации магм. При этом мы не рассматривали петрологические аспекты проблемы дифференциации магм. С привлечением натуральных и экспериментальных данных проанализированы некоторые стороны процессов дегазации магматического вещества и поведения ртути в этих процессах. Сделана попытка проведения некоторых аналогий геохимии ртути между современными и палеогидротермальными процессами, проявившимися в пределах Курило-Камчатского вулканического пояса. Проанализированы некоторые вопросы ассоциации аномалий ртути и углеводородов.

Авторы отдают себе отчет в том, что ни один из затронутых вопросов не получил в работе исчерпывающего освещения. Предлагаемая работа отражает лишь состояние исследований и объем имеющейся информации по геохимии ртути в современных газогидротермальных процессах, полученный к настоящему времени рядом исследователей, включая авторов.

Большая часть, включенных в работу анализов ртути в породах выпол-

нена атомно-флуоресцентным методом. Небольшое количество проб проанализировано на атомно-абсорбционном фотометре РАФ-3.

Анализы ртути в отобранных авторами пробах гидротермальных растворов и газоконденсатов, выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР под руководством Н.А. Озеровой. Анализы Cu, Zn, Pb проводились количественным спектральным методом в лаборатории ИМГРЭ под руководством А.А. Гусельникова. Авторы пользуются возможностью выразить им искреннюю благодарность.

Авторы глубоко признательны доктору геолого-минералогических наук С.И. Набоку за внимание и поддержку при выполнении всех этапов работы, а также А.В. Колоскову и О.Б. Селянгину, принимавшим участие в написании 1 и 5 глав монографии. Считаю также долгом выразить признательность Ф.Ш. Кутыеву, Е.К. Серафимовой за представленные образцы и помощь в работе. Все фотоснимки любезно предоставлены авторам В.А. Подтабачным.

РТУТЬ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Первые систематические исследования геохимии ртути вулканических пород Курило-Камчатского вулканического пояса выполнены Н.А. Озеровой [143]. Среднее содержание ртути для вулканов Курило-Камчатского региона принято $6,6 \cdot 10^{-6}\%$. При этом в породах более кислого состава (андезиты, андезито-дациты, дациты и др.) содержания Hg в общем выше, чем в базальтах. Максимальные содержания Hg ($1,0 \cdot 10^{-5}\%$), по Н.А. Озеровой, установлены в андезито-дацитовых экструзивных куполах вулканов Семячик (Камчатка) и Менделеева (о-в Кунашир). С экструзивными куполами вулкана Менделеева Н.А. Озерова связывает формирование ртутной минерализации серноколчеданной залежи Северо-Восточных термальных полей вулкана. Вместе с тем она подчеркивает [143], что в дифференциатах одного и того же магматического очага существенных различий в содержании ртути нет. Эта мысль ранее высказывалась А.А. Сауковым и др.

Позднее геохимические исследования регионального плана выполнялись Л.Л. Леоновой [77]. Этим автором получены данные (табл. 1), существенно отличающиеся от результатов Н.А. Озеровой. Прежде всего это касается средних значений содержаний Hg в вулканических породах региона. По данным Л.Л. Леоновой, содержания Hg в четвертичных и современных вулканических породах Камчатки и Курильских островов в два-три раза ниже значений, установленных Н.А. Озеровой [143]. Кроме того, по наблюдениям Л.Л. Леоновой, намечается тенденция к снижению содержаний Hg по мере увеличения кислотности пород. Эта тенденция противоположна представлениям Н.А. Озеровой, предполагающей несколько повышенные содержания Hg в породах более кислого состава. На противоречивость сведений в распределении Hg в ряде основных — кислых пород обращал внимание В.И. Герасимовский [42], подчеркивающий, что, согласно одним исследованиям [36], в основных породах ртути больше, чем в кислых, а по данным других — наоборот. На основании собственных исследований вулканических пород Исландии В.И. Герасимов-

Таблица 1

Содержание Hg в четвертичных и современных вулканических породах Камчатки и Курильских островов, по Леоновой Л.Л. [77].

Название пород	Содержание Hg, $n \cdot 10^{-6}\%$	
	Камчатка	Курильские острова
Базальты	3,8	2,2
Андезиты	3,5	2,0
Андезито-дациты	3,4	1,0
Дациты	3,0	—
Риолито-дациты	2,0	—

Примечание: Анализы выполнены методом атомной абсорбции, ГЕОХИ.

Таблица 2

Сравнительные данные анализов на ртуть, выполненных в различных лабораториях ($\cdot 10^{-6}\%$).

№ п/п	№ пробы	Лаб. № 1	Лаб. № 2		Лаб. № 3	
1	2	3	4		5	
1	13994-14012	2,2	2,2	2,1	2,0	2,4
2	13995-14013	2,0	3,0	2,7	2,3	3,0
3	13996-14014	4,7	3,9	4,4	4,0	4,0
4	13997-14015	3,0	3,4	3,0	2,6	3,0
5	13998-14016	5,5	4,4	3,6	3,6	4,0
6	13999-14017	2,5	4,0	3,0	3,4	3,0
7	14000-14020	4,3	3,0	2,6	3,6	3,2
8	14001-14018	4,3	3,6	3,4	4,6	4,0
9	14002-14019	3,3	4,8	4,0	4,0	3,8
10	14003-14021	4,0	4,0	3,8	3,4	3,6
11	14004-14022	1,5	2,0	1,7	1,7	2,0
12	14005-14023	2,8	3,8	3,4	2,8	3,4
13	14006-14024	3,5	5,0	5,0	3,6	3,4
14	14007-14025	4,7	6,4	6,0	3,8	3,4
15	14008-14026	16,5	18,0	21,0	9,6	9,6
16	14009-14027	19,0	33,0	30,0	12,0	17,0
17	14010-14028	31,0	50,0	50,0	24,0	22,0
18	14011-14029	31,0	50,0	48,0	20,0	22,0
19	14030-14031	3,0	1,3	1,2	1,8	1,8
20	14032-14033	Н.с.	900,0	780,0	750,0	950,0
21	14034-13993	100,0	180,0	155,0	110,0	100,0
22	14050-14056	3,0	0,8	1,2	1,7	1,7

Примечание: В двух колонках каждой из граф с данными измерений (кроме 3) приведены результаты анализов одних и тех же проб, расквартованных на две части и зашифрованных под номерами, указанными в графе 2; графы 3, 5 - II атомно-абсорбционный анализ; графа 4 - атомно-флюоресцентный анализ; графа 12 - колориметрический; графа 13 - оптический эмиссионный спектральный анализ, Участники эксперимента: ИГЕМ; геохимическая партия Уральского производственного объединения; геологопоисковая

ский приходит к выводу, что содержание ртути в базальтах выше, чем в кислых эффузивных породах [42].

Возвращаясь к табл. 1, необходимо подчеркнуть, что, согласно данным Л.Л. Леоновой, содержания Hg в эффузивах Камчатки в полтора-два раза выше, чем в эффузивах соответствующего состава Курильской островной дуги.

Ввиду противоречивости имеющихся данных о поведении ртути в процессах магматической дифференциации [36, 42, 77, 143, 168], мы предприняли попытку уточнить поведение ртути в этих процессах на основе изучения распределения содержаний Hg в вулканических сериях ряда базальт - андезитобазальт - андезит - андезитодацит - дацит - риолит, последовательно поставляемых на поверхность из единых магмовыводящих зон долгоживущих вулканических центров. Подобные долгоживущие вулка-

Лаб. № 4		Лаб. № 5		Лаб. № 6		Лаб. № 7	
6		7		8		9	
2,8	4,4	5,0	3,0	1,65	1,5	12,0	1,7
7,5	5,5	5,5	2,4	1,8	1,7	2,0	2,3
8,0	7,0	7,0	2,8	2,9	3,4	2,6	2,3
6,6	6,0	5,5	2,4	2,3	2,6	3,5	6,3
8,4	6,4	4,9	2,6	3,3	3,7	4,2	9,2
6,4	5,4	4,1	2,3	2,8	2,7	4,8	5,9
6,2	5,2	8,0	3,4	2,5	2,3	0,5	14,0
7,0	7,3	8,5	6,6	2,6	2,3	2,9	1,7
6,6	7,8	8,2	5,7	2,5	3,3	5,2	3,2
4,7	5,0	10,0	4,5	2,6	3,3	4,5	9,6
2,4	3,0	4,2	1,7	1,5	1,3	2,3	1,7
5,0	4,0	4,8	2,8	2,2	2,3	2,9	2,9
5,2	5,1	6,8	3,7	3,0	3,6	3,9	3,5
7,4	5,6	7,0	4,8	4,3	3,7	6,9	6,3
15,0	18,0	19,0	14,0	11,0	11,0	21,0	27,0
19,0	24,0	30,0	19,0	14,0	13,0	45,0	41,0
21,0	44,0	40,0	32,0	17,0	15,0	71,0	49,0
47,0	41,0	47,0	33,0	17,5	15,0	92,0	56,0
1,6	1,6	4,5	4,5	0,7	0,8	1,0	0,7
	1000	500,0	580,0	86,0	87,0	940,0	1000,0
250,0	100,0	200,0	170,0	33,0	22,0	230,0	190,0
1,9	1,0	0,5	0,5	0,2	0,87	0,5	1,7

экспедиция Производственного Геофизического Объединения ЦЕНТРОГЕОФИЗИКА; институт минеральных ресурсов (г. Симферополь); Всесоюзный научно-исследовательский институт техники разведки; Бронницкая геолого-геохимическая экспедиция ИМГРЭ; Мугоджарская геофизическая экспедиция Западно-Казахстанского Производственного геологического объединения; ЛГИ - Ленинградский горный институт; Центральная лаборатория Уральского Производственного Геологического Объединения ВСЕГЕИ. Эксперимент организован в 1981 г. Г.П. Шороховым (Уральское ПГО).

нические центры могут служить эталонными объектами при изучении поведения редких и рассеянных элементов, в том числе ртути, в процессах магматической дифференциации. Очевидно, что эти вопросы занимают центральное место в решении задач об источниках ртути в современных гидротермальных процессах. Одновременно мы сочли необходимым получить данные для определения фоновых содержаний ртути в различных районах Камчатки и Курильских островов, где нами проводились (либо намечаются) исследования современных гидротермальных процессов. В ходе исследований нами использовались одни и те же приборы, а также стандарты. Некоторые анализы выполнены на атомно-абсорбционном спектрофотометре РАФ-3, но большая часть измерений проведена на атомно-флюоресцентном спектрофотометре Меркурий ФЦ-1, разработанном И.И. Степановым и Э.Д. Рязанцевым (табл. 2).

Таблица 2 (окончание)

№ п/п	№ пробы	ЛГИ		БГГЭ		ИГЕМ		ЦЛ УПГО	
1	2	10		11		12		13	
1	13994-14012	2,2	1,3	-	-	-	-	10,0	10,0
2	13995-14013	2,4	0,8	-	-	-	-	15,0	10,0
3	13996-14014	2,2	1,7	-	-	-	-	10,0	9,0
4	13997-14015	1,6	1,5	-	-	-	-	10,0	8,0
5	13998-14016	3,2	2,2	-	-	-	-	10,0	9,0
6	13999-14017	2,8	2,6	-	-	-	-	10,0	9,0
7	14000-14020	1,2	1,0	-	-	4,0	4,0	10,0	8,0
8	14001-14018	3,1	2,1	-	-	4,0	4,0	10,0	9,0
9	14002-14019	2,5	3,0	-	-	4,0	2,0	10,0	9,0
10	14003-14021	1,2	0,9	-	-	2,0	2,0	10,0	15,0
11	14004-14022	2,4	1,4	-	-	2,0	-	20,0	10,0
12	14005-14023	1,4	1,4	-	-	4,0	-	20,0	10,0
13	14006-14024	2,4	1,7	-	-	2,0	-	20,0	10,0
14	14007-14025	1,5	2,0	-	-	2,0	-	20,0	10,0
15	14008-14026	6,3	5,0	1,2	1,2	16,0	-	15,0	10,0
16	14009-14027	14,0	11,0	5,0	5,5	16,0	-	6,0	10,0
17	14010-14028	13,5	16,0	20,0	20,0	-	-	10,0	9,0
18	14011-14029	14,0	14,0	20,0	20,0	-	-	10,0	9,0
19	14030-14031	0,8	0,8	-	-	-	-	30,0	10,0
20	14032-14033	140,0	150,0	200,0	200,0	130,0	-	50,0	30,0
21	14034-13993	78,0	83,0	25,0	25,0	1,0	-	15,0	10,0
22	14050-14056	0,5	1,2	-	-	-	-	15,0	15,0

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЙ РТУТИ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

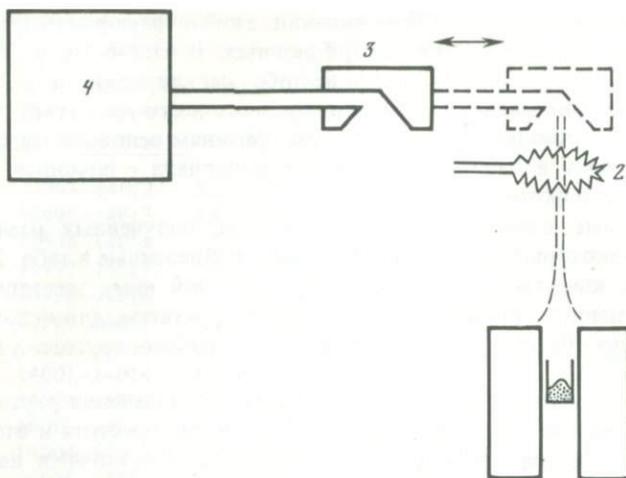
Анализ ртути в горных породах проводился вновь разработанным методом диффузионного разделения [152] с помощью атомно-флюоресцентного цифрового фотометра. При анализе ртути атомно-флюоресцентный метод более предпочтителен чем широко используемая атомная абсорбция (АА). Благодаря тому, что нулевой сигнал при измерении флюоресценции соответствует минимуму освещенности, а не максимуму как в атомной абсорбции, легче стабилизируется нулевой уровень и, следовательно, упрощается проведение измерений. В атмосфере инертных газов (например в аргоне или гелии) выход флюоресцентного излучения возрастает на два порядка, что соответствует снижению предела обнаружения во столько же раз. Столь низкий уровень предела обнаружения практически недостижим для атомно-абсорбционного метода. Надежность атомно-флюоресцентных фотометров (АФ) существенно выше чем атомно-абсорбционных потому, что в них отсутствует кювета — неперенный элемент атомно-абсорбционных приборов. Неизбежное загрязнение стенок кюветы приводит к дрейфу нулевой линии и изменению аналитических параметров, в частности к снижению точности и правильности анализов, что делает необходимым производить периодическую разборку прибора и чистку кюветы. Эти операции значительно усложняют эксплуатацию фотометра.

Как конструктивно, так и в обслуживании, атомно-флюоресцентные фотометры намного проще атомно-абсорбционных. В частности, у АФ фотометров полностью отсутствуют какие-либо регулировки, а количество органов управления сведено к минимуму — их всего два: тумблер включения прибора и кнопка "пуск". По этим причинам основная масса анализов, обсуждаемых в данной книге, была выполнена с помощью атомно-флюоресцентного фотометра.

Сравнительные данные результатов анализа, полученных различными методами в некоторых лабораториях страны, приведенные в табл. 2, позволяют оценить качество измерений по примененной нами методике (графа 4). Погрешности, вычисленные по этим результатам, для использованного нами способа оказались меньше чем у любого другого участника эксперимента.

Пиролиз — наиболее распространенный способ извлечения ртути из горных пород и минералов. У него много достоинств: простота и отсутствие опасности "заражения" и лишь один недостаток — некоторая неполнота извлечения ртути. Если ртуть находится в виде изоморфных примесей, то для ее полного вывода требуется разрушение кристаллических решеток, что иногда происходит при очень высоких температурах — 1500—2000° С и выше. Поэтому в стандартных условиях, когда пиролиз проводится при температуре 700—800° С, полное определение "изоморфной" составляющей не гарантируется, но в подавляющем большинстве случаев такими потерями можно пренебречь, поскольку все минералы ртути и формы ее нахождения (кроме изоморфной, разумеется) разрушаются в области от 80 до 550° С, а ртуть в изоморфной форме встречается относительно редко, главным образом в некоторых сульфидах.

Если температура нагревателя составляет 800—900° С, то нагрев пробы массой 300—400 мг до 650—700° С и почти полный выход из нее ртути происходит за 35—40 с. Однако при такой температуре одновременно со ртутью могут выделяться и многие другие вещества: продукты окисления органики, молекулярная сера, пары воды и прочие летучие соединения, затрудняющие анализ. Мешающее действие проявляется двояко. При попадании в фотометр посторонних веществ, поглощающих или рассеивающих излучение, ложные сигналы завышают результаты измерений. Обратный эффект наблюдается, если примеси, оседающие на стенках коммуникаций или кювете, адсорбируют пары ртути. В этом случае измеренные концентрации будут ниже истинных значений. С целью повышения правильности измерений пары ртути обычно предварительно накапливают на золотом покрытии специального сорбента [153]. Поскольку золото химически инертно, оно взаимодействует практически только со ртутью, образуя амальгаму, а прочие вещества выбрасываются за пределы устройства. Таким образом происходит отделение от мешающих примесей. Однако эффективность этого метода ограничивается неизбежными процессами конденсации паров примесей и механического осаждения частиц на поверхности сорбента и коммуникаций. Ошибки анализа имеют приемлемую величину только при не очень большом количестве мешающих веществ. Но поскольку уровень помех никогда заранее не бывает известен, то постольку, работая данным методом, невозможно оценить и реальных погрешностей анализа. Кроме того, конденсация паров ртути на соединительных



Р и с. 1. Устройство для определения содержаний ртути в горных породах
Пояснения в тексте

коммуникациях служит причиной "заражения", значительно осложняющего определение малых концентраций после высоких.

Большая часть измерений, обсуждаемых в данной работе, проведена новым способом, получившим название метода диффузионного разделения, в котором используется разница в коэффициентах диффузии в воздухе ртути и мешающих веществ. У ртути этот коэффициент высок ($0,11 \text{ см}^2/\text{с}$) при нормальных условиях, а у примесей намного меньше, что позволяет отделять от них ртуть просто и достаточно надежно.

В использованном нами методе спиральный сорбирующий элемент выполнен в виде тора и расположен коаксиально в корпусе, а нагреватель установлен соосно ему под корпусом. На чертеже (рис. 1) изображена схема установки диффузионного разделения. Установка состоит из вертикального трубчатого корпуса, нагревателя (1) с помещенным в него контейнером для образца, подвижного в горизонтальном направлении зонта (3), последовательно соединенных с зонтом (3) газоанализатора (4) и насоса и помещенного в корпусе спирального сорбирующего элемента (2), покрытого пленкой металлического золота. Спиральный сорбирующий элемент выполнен в виде тора и расположен коаксиально в корпусе, а нагреватель (1) установлен соосно под корпусом. Нагреватель (1) обеспечивает в рабочей зоне, т. е. в месте нахождения контейнера с анализируемым материалом, температуру $700\text{--}800^\circ \text{C}$. Назначение нагревателя — разрушение всех соединений ртути и форм ее нахождения и перевод ртути в атомный пар. Над нагревателем (1) размещен вертикальный трубчатый корпус, в верхней части которого закреплен спиральный сорбирующий элемент (2) с золотым покрытием, свернутый в кольцо и соединенный с источником тока, включаемым в заданное время. При прохождении тока через спираль сорбирующего элемента (2) он нагревается до $500\text{--}600^\circ \text{C}$. Вертикальный трубчатый корпус обеспечивает ламинарность восходящего конвективного потока, защищая его от случайных движений окружаю-

щего воздуха. Свернутый в кольцо спиральный сорбирующий элемент (2) с золотым покрытием служит для накопления ртути из проходящего через его середину конвекционного потока. Искусственного разрежения в корпусе для образования тяги не создается, но над ним может быть установлен зонт вытяжной вентиляции. Подвижный вытяжной зонт (3) соединен с газоанализатором (4), например, фотометром, к выходу которого подключен насос, работающий непрерывно. Подвижный зонт может занимать одно из двух фиксированных положений. Насос прокачивает через газоанализатор (4), воздух, забираемый через зонт (3). Фотометр непрерывно определяет содержание ртути в проходящем через него газе.

Устройство работает следующим образом. Подвижный зонт (3), находится в левом положении. Элемент (2) освобожден от ртути. Контейнер с пробой помещается в нагреватель (1) и выдерживается в нем установленное время (45 с.), в течение которого из пробы отгоняется имевшаяся в ней ртуть. Пары ртути вместе с мешающими определению веществами выносятся вертикально вверх ламинарным конвекционным потоком, проходящим через центр кольцевого сорбирующего элемента (7), но не контактирующим непосредственно с его спиралью. Так как коэффициент диффузии паров ртути в воздухе очень велик, а давление паров в конвективном потоке всегда выше, чем в комнатном воздухе, то ртуть относительно легко покидает конвективный поток и рассеивается в воздухе. Ртуть, вышедшая за пределы потока, захватывается золотым покрытием сорбента и накапливается на нем, образуя амальгаму. В то же время мешающие вещества, обладая во много раз меньшими коэффициентами диффузии, почти не могут выйти за пределы конвекционного потока и поэтому не взаимодействуют со спиралью сорбента. Таким образом, происходит диффузионное разделение паров ртути и мешающих веществ, чем и достигается уменьшение влияния на результаты анализа мешающих веществ.

После извлечения ртути из пробы контейнер удаляется из нагревателя (1), а подвижный вытяжной зонт (3) вводится в зазор между трубчатым корпусом и устанавливается над сорбирующим элементом (2). Включается ток через спираль сорбента, она нагревается, амальгама разрушается и восстановленные пары ртути увлекаются потоком воздуха через зонт (3) в газоанализатор (4), где и производится измерение, после чего подвижный зонт возвращается в крайнее левое положение. Цикл закончен и устройство готово для следующего измерения.

Эксплуатация устройства подтвердила его высокую помехоустойчивость. Легко анализируются пробы с высоким содержанием органики, мономинералы сульфидов, пробы из коры выветривания и др., анализ которых на установках других типов с извлечением ртути пиролизом был просто невозможен. Почти незаметен эффект "заражения". После анализа "ураганных" проб с содержанием ртути до 10 вес.% на возвращение фона к норме требуется максимум 10–15 мин.

Предел обнаружения атомно-флюоресцентного фотометра устанавливался с помощью газового эталона, представляющего собой капилляр с каплей металлической ртути, открытый конец которого находится в потоке воздуха. Эталонирующее устройство помещается в термостат. Диффундирующие из капилляра пары ртути поступают в поток воздуха и обра-

зуют смесь с концентрацией, если пренебречь содержанием ртути на входе потока, равной:

$$C = \frac{C_{н.п.} \cdot D \cdot S}{l \cdot v}$$

где $C_{н.п.}$ — концентрация насыщенных паров, D — коэффициент диффузии паров ртути в воздухе, s — сечение капилляра, l — длина капилляра и v — расход газа. Эталон с параметрами: диаметр капилляра — 0,1 см, длина — 10 см, давление — 0,9 атм, температура — 20° С и v — 1 л/мин (16,7 см³/с), обеспечивает концентрацию ртути в газовом потоке — 86,9 мкг/л (1 мкг-л · 10⁻¹² г). Эта величина слишком мала для прямого измерения. Поэтому прибегают к помощи сорбента, накапливающего ртуть из газового потока и затем выделяющего всю адсорбированную ртуть в виде короткого газового импульса, поступающего в фотометр для измерения. Эталонирование показало, что один импульс выходного сигнала соответствовал 7,6 мкг ртути. При s фона-2,4 имп. предел обнаружения оказался равным 53 мкг.

Градуирование установки УДР и цифрового атомно-флуоресцентного фотометра проводилось с помощью порошковых эталонов с концентрациями от 1 · 10⁻⁶% до 1 · 10⁻²%. Результаты градуировки для разных масс стандартов (от 300 до 10 мг) представлялись в виде графиков. За предел обнаружения принимается концентрация, соответствующая сигналу в 7 импульсов при массе пробы 300 мг (наибольшая из использованных нами при анализе), т. е. согласно графику 0,7 · 10⁻⁷% или, округляя, 1 · 10⁻⁷%. Наибольшая определяемая концентрация близка к 1 · 10⁻²%. В значительной части график линеен, поэтому определение концентраций можно вести расчетным путем, умножая полученные сигналы на заранее вычисленные коэффициенты ($K_m = C/\Delta N$, где ΔN — число импульсов). При анализе высоких содержаний, в той области, где график заметно нелинеен, значения концентраций снимаются с графика. Для приведенных градуировочных графиков это становится необходимым, если сигналы превышают 6000 импульсов.

Воспроизводимость измерений определяется целым комплексом причин — точностью работы фотометра, точностью дозирования, операциями преобразования пробы (стабильностью температуры нагрева пробы, сорбента и т.п.). Воспроизводимость определялась по данным 20-кратного анализа гомогенизированной порошковой пробы с содержанием Hg 30 · 10⁻⁶%, дозирование взвешиванием ($m = 50$ мг). Среднее значение сигнала $\Delta N = 616$ импульсов, $\delta = 1,072$.

При проведении рядовых измерений воспроизводимость определялась другим способом — по данным двукратного анализа некоторой выборки проб. Например, в одном из случаев: выборка — 30 проб, содержания в выборке — от 1,4 до 40 · 10⁻⁶%, дозирование объемное, $\delta_{сист.} = 1,05$ и $\delta_{случ.} = 1,14$. Вообще случайная погрешность не превышает 1,20, если измеряемые содержания $\geq 5 \cdot 10^{-6}\%$.

Сравнение результатов анализов Hg, выполненных в различных лабораториях СССР (см. табл. 2), свидетельствует о высоких аналитических параметрах установки, сочетающей атомно-флуоресцентный фотометр и установку диффузионного разделения.

РТУТЬ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА МАЛЫЙ СЕМЯЧИК

Вулканический центр Малый Семячик — одна из составляющих более крупной вулканоструктуры Карымской группы вулканов, обособившаяся в ходе структурной дифференциации этой группы. Реконструкции эволюционного развития Карымской группы вулканов и Малосемячинского вулканического центра (рис. 2) приводятся ниже по О.Б. Селянгицу [144].

Фундамент вулканической группы сложен полого наклоненной к океану эффузивно-пирокластической толщей плиоцена — начала плейстоцена, включающей вулканогенно-осадочные породы и разнообразные вулканы от дацитовых игнимбритов до базальтов. Породам основания свойственна обратная намагниченность, позволяющая при положительной в основном намагниченности продуктов вулканизма Карымской группы, отнести начало ее развития ко времени незадолго перед инверсией магнитного поля, т. е. около 700 тыс. лет назад.

Пароксизмальные вспышки кислого вулканизма и кальдерообразования, согласно О.Б. Селянгицу [144], разделяют четвертичный вулканический процесс на три крупных ритма: ранне-среднеплейстоценовый, позднеплейстоценовый и позднеплейстоценовый — современный.

Начальная фаза *I* ритма включает этапы формирования докальдерного комплекса: платолавы с подчиненным количеством пирокластике, образующие цоколь, а также стратовулканы. Все эти образования сложены в основном породами базальт-андезито-базальтового ряда, более кислые дифференциаты присутствуют в отдельных лавовых горизонтах и вершинных экструзиях в незначительных объемах. В эту фазу вулканической деятельности в пределах выделенной ранее [144] Жупановской кольцевой структуры сформировалась обширная (50 × 60 км) аккумулятивная возвышенность. Оба элемента образуют морфоструктуру Карымского района первого порядка.

I ритм завершился во второй половине среднего плейстоцена крупнейшей вспышкой кислого вулканизма, образовавшей обширные покровы игнимбритов и крупную (20 × 30 км) Карымско-Семячинскую кальдерную систему, представляющую собой ассоциацию трех кальдер обрушения диаметром 10–12 км и сопряженных с ними секторных грабен. По фрагментам вулканических построек, слагающих наиболее выраженные в рельефе участки кольцевых разломов, они названы соответственно кальдерами Крайнего, Стены и Соболиного.

В течение длительного времени кальдеры представляли собой бессточные бассейны аккумуляции пирокластических пород и вулканогенно-осадочных отложений озерного типа.

Игнимбриты образуют сложный покров из 3–4 остывших единичных покровов, сливающийся на севере с аналогичными образованиями районов кальдер Большого Семячика и Узона в единую аккумулятивную поверхность [144]. Площадь распространения игнимбритов, тяготеющих к Карымско-Семячинской кальдерной депрессии, оценивается в 2000 км² при средней мощности покрова 50–60 м и максимальной — до 200 м. Состав игнимбритов варьирует от андезитов до риолито-дацитов, в среднем

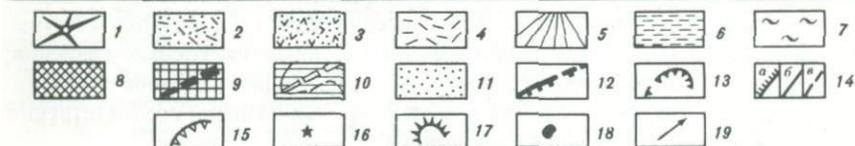
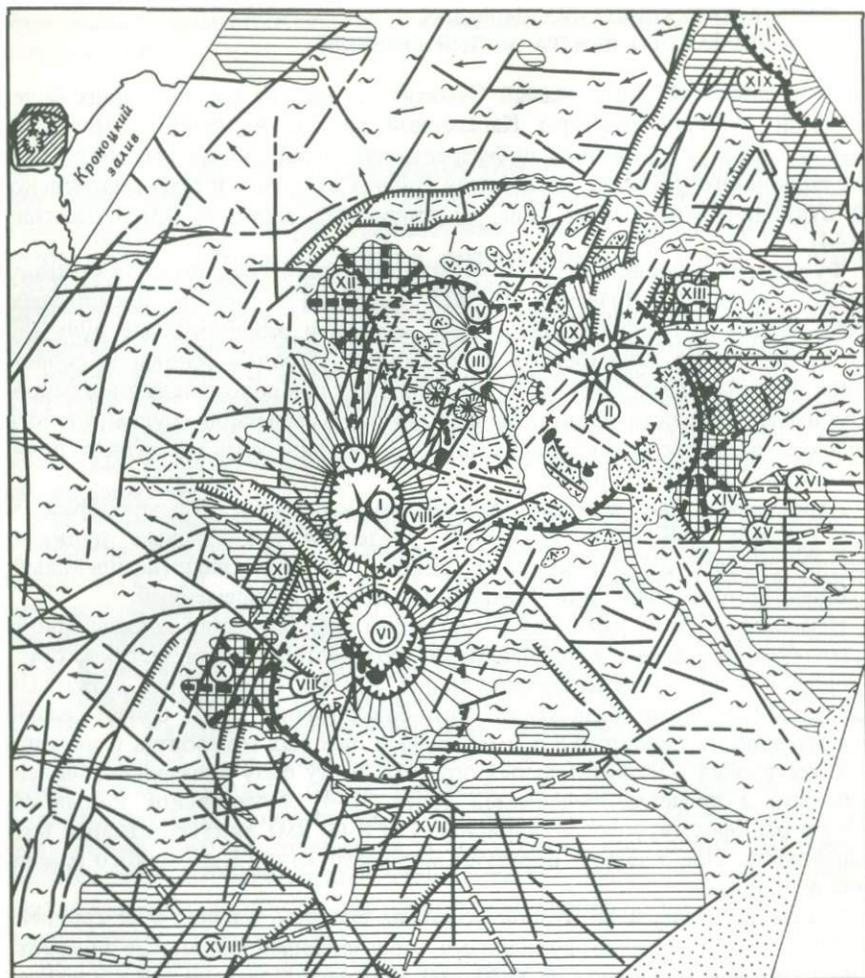


Рис. 2. Структурно-геологическая схема района Карымской группы вулканов [144]

1 — современные вулканы; 2, 3 — голоценовые-позднеплейстоценовые отложения второго этапа кальдерообразующих извержений; 2 — пемзы кальдер вулканов Карымского и Академии наук, 3 — агломератовые туфы кальдеры Малого Семьячика; 4 — спекшиеся пемзовые туфы; 5 — вулканы позднеплейстоценового возраста; 6 — кальдерно-озерные отложения среднего-позднего плейстоцена; среднеплейстоценовые кислые вулканы, связанные с кальдерами первого этапа; 7 — игнимбриты, 8 — лавы дацитов; 9, 10 — докальдерный комплекс: 9 — стратовулканы раннего-среднего плейстоцена, 10 — раннеплейстоценовые стратовулканы и платолавы цоколя; 11 — рыхлые отложения приморской низменности; 12 — кальдерные уступы; 13 — положение кольцевых разломов древней и молодой групп кальдер; 14 — разломы: а — с выраженным в рельефе смещением блоков, б — малоамплитудные и с неустановленным характером смещения, в — погребенные и предполагае-

отвечает дациту. Более кислые разности при этом тяготеют к подошвам остывших единичных покровов.

II ритм вулканизма развивается в структурном подчинении Карымско-Семьячинской депрессии, различном для отдельных ее частей. В верхнем плейстоцене сформировались крупные стратовулканы, сложенные базальтами и андезито-базальтами с подчиненным количеством более кислых дебриватов: пра-Семьячик, Однобокий, Академии наук и Белянкина, Двор и Древний Карымский. Первые эксцентрично разместились в кальдерах Стены и Крайнего, два последних заняли шовное положение на западной границе депрессии — видимо, в грабене, соединявшем кальдеры Крайнего и Соболиного. В последней развивался незначительный по масштабу вулканизм многовыходного типа с образованием мааров, шлаковых конусов и экструзий.

Развитие отмеченных крупных стратовулканов завершилось вторым в Карымской группе этапом кислого вулканизма и образованием молодых кальдер: Академии наук (Карымского озера диаметром 5 км) и Малого Семьячика (7 км) в конце позднего плейстоцена, Карымского вулкана (5 км) в голоцене. Отложения, генетически связанные с этими кальдерами, представлены в основном несспекшейся пирокластикой — пемзами и агломератовыми туфами. На Малом Семьячике туфы имеют игнимбритовую фацию, локально развитую в основании толщи.

Состав пирокластики фазы кальдерообразующих извержений, завершающих II ритм вулканизма Карымской группы, в среднем отвечает андезитам для кальдеры Малого Семьячика и дацитам для кальдер Академии наук и Карымского; более кислые разности развиты в основаниях покровов. Объемы пирокластики соответственно составляют 8,6 и 6 км³.

III ритм представлен ныне действующими внутрикальдерными вулканами Карымским и Малым Семьячиком. В кальдере Академии наук, занятой Карымским озером, вулканизм современного этапа не проявился.

Эволюция современных вулканов Карымского и Малого Семьячика существенно различна. Первый, наиболее молодой в Карымской группе, является простым стратовулканом и сложен близкими по составу породами ряда дацит—андезит.

Малый Семьячик прошел более длительную и сложную эволюцию вещества и морфологии постройки. Он представляет собой вулканический хребет из трех последовательно сросшихся конусов, самый молодой из которых по возрасту близок вулкану Карымскому (тефрохронологические данные О.А. Брайцевой и И.А. Егоровой). Два более древних конуса сложены базальтами, их деятельность завершилась небольшими порциями андезитов и

←

мые; 15 — взрывные кратеры; 16 — шлаковые конусы и лавовые купола; 17 — маары; 18 — экструзии; 19 — направление распространения пирокластических покровов

Вулканы Карымской группы: I — Карымский, II — Малый Семьячик; III — Сухой; IV — Ступенчатый Бастион; V — Двор; VI — Академии наук; VII — Белянкина; VIII — древний Карымский; IX — пра-Семьячик; X — Крайний; XI — Разлптый; XII — Соболиный; XIII — Березовый; XIV — Стена; XV — Прибрежный Южный; XVI — Прибрежный Северный; XVII — Дитмара; XVIII — Жупановские востряки; XIX — кальдерный комплекс Большого Семьячика. На врезке: положение района исследований и граница Жупановской кольцевой структуры

Т а б л и ц а 3

Содержания ртути в эффузивных породах долгоживущего вулканического центра Малый Семячик

Образец	Порода	Hg, п.о. 10 ⁻⁶ %
1	2	3
296а	Базальт	2,4
Ст-348		1,3
Ст-349		1,0
Ст-351		1,9
413		3,7
567б		2,2
567в		3,5
570а		2,0
578г		3,4
579б		1,5
580		1,6
607		4,4
612		4,8
619		2,0
621		3,6
639		2,8
662		4,2
668		5,8
677а		1,6
678а		4,0
773		3,3
546	Андезито-базальт	2,0
559		1,7
617		2,9
620		3,0
623		1,9
643		1,7
647		1,7
683д	Шлак андезито-базальтового состава	3,7
691	Андезито-базальт	3,5
728а		1,5
272	Андезитовый туф	1,6
286а	Пемза андезитового состава	13,0
296	Андезит	1,0
600		3,0
604		1,9
619 2а		2,0
674		2,2
680		2,4
686	Спекшийся туф андезитового состава	2,3
723	Андезит	4,5

Таблица 3 (окончание)

1	2	3
646	Андезито-дацитовый туф (игнимбриг)	1,9
616	Дацит	2,4
687		1,0
702	Пемза дацитового состава	6,2
712	Игнимбриг дацитового состава	1,5
712a	Пемза дацитового состава	1,3
724б	Дацит (игнимбриг)	4,6
727a		1,8

Примечание. Образцы из коллекции О.Б. Селягина, ИВ ДВНЦ АН СССР.

дацитов. В молодой, ныне активной части постройки преобладают андезито-базальты.

Таким образом, первые два ритма вулканизма Карымской группы характеризуются одинаковой направленностью эволюции вещества, окончание их сопровождалось однотипными структурными преобразованиями — формированием кальдер. В III ритме эти признаки существенно дифференцируются, базальтовый вулканизм возобновляется лишь на Малом Семячике, распадаясь на серию коротких гомодромных ритмов, а преобразование магмопроводящей структуры между ними сводится к миграции питающего канала.

В ряду кальдерных комплексов Восточной вулканической зоны Камчатки Карымско-Семячинская вулканоструктура отличается наибольшей полнотой ритмического развития, особенно выдержанной для ячейки Малого Семячика, где все три ритма проявлены при устойчиво унаследованном возобновлении магмопроводящей системы.

Содержание Hg в продуктах извержений вулкана Малый Семячик дано в табл. 3, результаты элементарной статистической обработки — в табл. 4. Прежде всего обращает на себя внимание слабо выраженная зависимость содержания Hg от состава пород в ряду базальт—дацит. Наиболее высокие содержания установлены в базальтах ($\bar{C} = 3,06 \cdot 10^{-6}\%$), минимальные —

Таблица 4

Средние содержания ртути в эффузивных породах долгоживущего вулканического центра Малый Семячик

Порода	\bar{n}	Содержание Hg, $n \cdot 10^{-6}\%$		\bar{C}
		C_{\min}	C_{\max}	
Базальт	22	1,0	5,8	3,06
Андезито-базальт	10	1,5	3,7	2,36
Андезит	9	1,0	4,5	2,32
Дацит, андезито-дацит	8	1,0	4,6	2,19

Таблица 5

Медь, цинк, свинец в эффузивных породах вулканического центра Малый Семячик

Образец	Порода	Содержание, $\mu \cdot 10^{-3}\%$			
		Cu	Zn	Pb	
C-164	Базальт	16,0	10,0	1,0	
C-186		10,0	10,0	0,6	
C-276		15,0	15,0	1,0	
C-294		15,0	9,0	0,4	
C-295		12,0	12,0	0,4	
C-400		17,0	25,0	1,0	
C-409		13,0	9,0	0,9	
C-413		7,0	16,0	0,5	
C-519a		8,0	14,0	0,4	
C-580		17,0	15,0	1,5	
C-608		10,0	11,0	0,4	
C-613a		10,0	20,0	0,4	
C-768		20,0	6,0	0,6	
C-151a		Андезито-базальт	7,0	10,0	1,0
C-152			14,0	11,0	1,2
C-226a			10,0	12,0	2,5
C-246в			15,0	9,0	0,6
C-250	13,0		17,0	1,5	
C-267a	10,0		11,0	1,4	
C-299	8,0		9,0	1,3	
C-309	10,0		15,0	1,6	
C-318	15,0		14,0	1,6	
C-330a	10,0		15,0	0,8	
C-387	10,0	9,0	0,4		
C-389	11,0	15,0	0,5		
C-169a	Андезит	2,4	12,0	1,1	
C-215		3,7	11,0	0,8	
C-216в		0,9	8,0	1,4	
C-216д		1,0	12,0	1,0	
C-426		5,0	9,0	1,0	
C-435		2,4	5,0	1,4	
C-523		3,8	6,0	0,6	
C-537a		9,0	14,0	1,2	
C-606		2,4	3,0	1,5	
C-714a		1,3	14,0	1,1	
C-714б	1,1	0,6	1,3		
C-159a	Дацит	8,9	9,0	1,3	
C-217		0,6	8,0	2,2	
C-302		1,3	3,0	1,9	
C-357		1,2	3,0	1,6	
C-518a		0,9	3,0	1,5	

Таблица 6

Медь, цинк, свинец в ряду базальт-дацит Малосемячинского вулканического центра

Содержание, $n \cdot 10^{-3}\%$									Порода	n
Cu			Zn			Pb				
C_{\min}	C_{\max}	\bar{C}	C_{\min}	C_{\max}	\bar{C}	C_{\min}	C_{\max}	\bar{C}		
7,0	20,0	13,07	6,0	25,0	13,23	0,4	1,5	0,70	Базальт	13
7,0	15,0	11,08	9,0	17,0	12,25	0,4	2,5	1,29	Андезит-базальт	12
0,9	9,0	3,0	0,6	14,0	8,60	0,6	1,5	1,12	Андезит	11
0,6	8,9	2,58	3,0	9,0	5,20	1,3	2,2	1,70	Дацит	5

Примечание. C_{\min} – C_{\max} – минимальные и максимальные содержания элементов; \bar{C} – среднее. Неопубликованные данные Ю.П. Трухина, О.Б. Селягина.

в породах кислого состава ($\bar{C} = 2,19 \cdot 10^{-6}\%$). Вместе с тем пределы колебания значений содержаний Hg для всех разновидностей пород близки. Следовательно, нельзя с уверенностью заключить, что по мере возрастания кислотности пород снижается содержание Hg. Можно говорить лишь о некоторых тенденциях к снижению содержаний Hg в кислых продуктах дифференциации базальтовых магм в пределах данного долгоживущего вулканического центра. В то же время для Cu, Zn, Pb устанавливается четкое закономерное изменение содержаний. В ряду базальт – андезит – дацит – риолит последовательно в несколько раз снижается содержание Cu, Zn и возрастает содержание Pb (табл. 5,6).

РТУТЬ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ УЗОН-ГЕЙЗЕРНОЙ ДЕПРЕССИИ И ВУЛКАНА БОЛЬШОЙ СЕМЯЧИК

Узон-Гейзерная депрессия локализована в пределах Узон-Карымского участка грабен-синклинали Восточной Камчатки. Особенности эволюции геодинамики и вулканизма этого участка рассмотрены ниже. Систематические исследования геохимии вулканических пород здесь были начаты Л.Л. Леоновой [76], которая установила распределение широкого ряда редких и рассеянных элементов в вулканогенных породах района. Сравнивая полученные значения содержаний ртути в основных и кислых породах с данными А.П. Виноградова [36], Л.Л. Леонова отмечает несколько повышенное содержание Hg в основных породах Узон-Гейзерной депрессии и вулканического массива Большого Семячика (табл. 7). Сопоставление содержаний Hg в основных и кислых породах района свидетельствует об отсутствии какой-либо тенденции к преимущественному накоплению ртути в основных либо кислых породах. В рамках модели образования всего ряда пород (базальт–дацит) в результате магматической дифференциации данные, полученные Л.Л. Леоновой, также свидетельствуют в пользу точки зрения А.А. Саукова и др. [143], считавшего, что процессы магматической дифференциации не приводят к перераспределению ртути.

Таблица 7

Средние содержания Hg и Zn в вулканических породах Большой Семячинской и Узон-Гейзерной депрессий

Характеристика пород	Hg, $n \cdot 10^{-6} \%$				Zn, $n \cdot 10^{-3} \%$			
	n	C _{min}	C _{max}	\bar{C}	n	C _{min}	C _{max}	C
I. Докальдерный этап								
Узон-Гейзерная депрессия								
кислые породы	2	3,6	4,6	4,1	—	—	—	—
основные "	5	3,2	6,6	4,6	7	8,0	11,1	9,5
II. Кальдерный этап								
Большой Семячик								
игнимбриты	16	1,0	10,0	3,7	17	3,7	10,3	7,1
III. Посткальдерный этап								
Узон-Гейзерная депрессия:								
кислые породы	3	1,5	2,3	1,9	7	4,0	5,8	4,8
Большой Семячик								
кислые породы	2	6,0	14,0	10,0	2	5,7	6,0	5,8
основные "	23	4,0	28,0	11,0	18	6,2	11,6	8,2

Таблица 8

Медь, цинк, свинец в ряду базальт-риолит различных циклов вулканизма Узон-Гейзерного вулканического центра

Группа	n	Содержание, $n \cdot 10^{-3} \%$			
		Cu			C _{min}
		C _{min}	C _{max}	\bar{C}	
Узон-Гейзерная I цикл	10	0,0043	0,012	0,0075	0,009
	3	0,0055	0,0083	0,0063	0,009
	1	—	—	0,0063	—
	2	0,0025	0,0051	0,0038	0,006
	5	0,0013	0,0036	0,0027	0,005
Дайковый комплекс II цикл	7	0,0010	0,0031	0,0019	0,007
	2	0,0027	0,0032	0,0029	0,007
	1	—	—	0,0027	—
III цикл	8	0,0014	0,0034	0,0023	0,005
	2	0,0056	0,007	0,0063	0,008
	2	0,0048	0,0056	0,0052	0,008
III цикл	6	0,0013	0,0050	0,0028	0,008
	1	—	—	0,0038	—

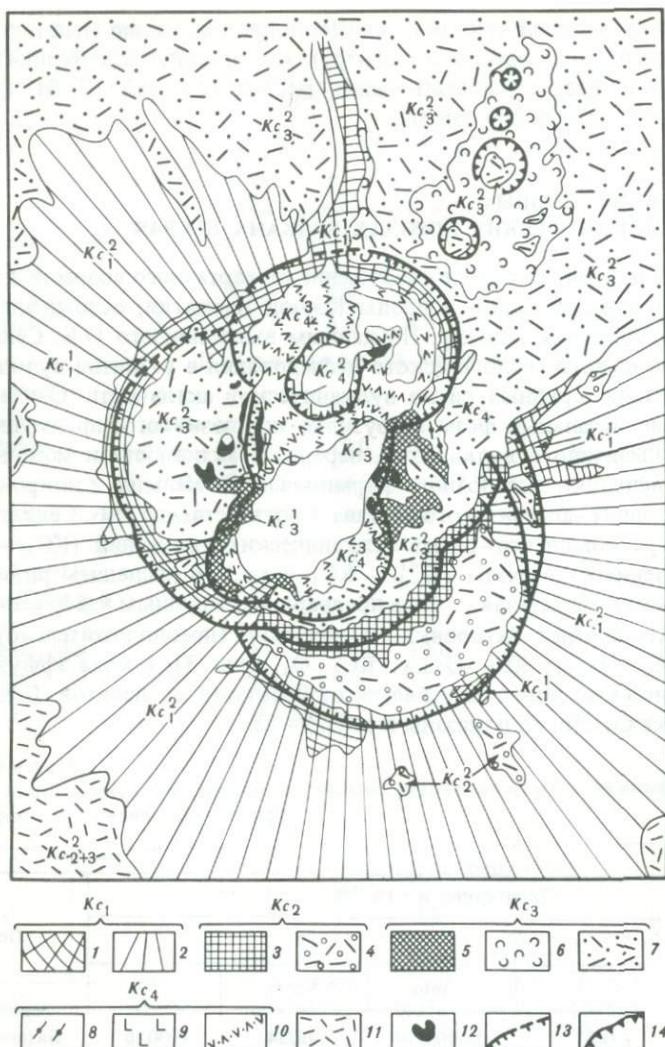
Примечание: Неопубликованные данные Ю.П. Трухина, Е.Н. Гриб.

В то же время следует отметить отчетливую тенденцию (как и для Мало-семячинского вулканического центра) к снижению содержания меди и цинка в ряду базальт-андезит-дацит-риолит (см. табл. 7, 8). Обратная тенденция отмечается для свинца.

РТУТЬ В ЭФФУЗИВНЫХ И ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ВУЛКАНА КСУДАЧ

Вулкан Ксудач — крупное сооружение четвертичного возраста в пределах восточной вулканической подзоны Южной Камчатки, осложненное комплексом вершинных кальдер. По данным выполненного О.Б. Селянгиным [144] детального геологического исследования в развитии вулкана выделяются четыре крупных ритма вулканической активности. Они включают длительные начальные фазы эффузивно-эксплозивного, преимущественно базальт-андезитового вулканизма, перерывы активности и мощные завершающие вспышки эксплозий с формированием кальдер и покровов пирокластике дацит-андезитового состава. Соответственно О.Б. Селянгин выделяет четыре комплекса-ритма вулканических отложений (КС₁ — КС₄) с подразделением по фазам (КС₂¹ — КС₁² и т.д.). В последнем ритме (КС₄) эффузивно-эксплозивная фаза предварялась крупным извержением пемз (КС₄¹). Абсолютная датировка комплексов (предположительно): КС₁ — Q₁₋₂; КС₂ — Q₂₋₃; КС₃ — Q₃₋₄; КС₄ — Q₄ (рис. 3). Состав эффузивных и проклатических пород изменяется от базальтов до дацитов. Содержания Hg, а также Cu, Zn, Pb показаны в табл. 9–12.

Порода	Содержание, $n \cdot 10^{-3} \%$				
	Zn		Pb		
	C _{max}	\bar{C}	C _{min}	C _{max}	\bar{C}
Базальт	0,013	0,011	0,0007	0,0034	0,0016
Андезит	0,009	0,009	0,0013	0,0021	0,0038
Дацит	—	0,009	—	—	0,0038
Риолито-дацит	0,006	0,006	0,0013	0,0017	0,0015
Риолит	0,007	0,006	0,0013	0,0020	0,0017
	0,009	0,0077	0,0012	0,0017	0,0014
Дацит	0,007	0,007	0,0017	0,008	0,00175
Риолито-дацит	—	0,006	—	—	0,0017
Риолит	0,012	0,0069	0,0013	0,0018	0,0014
Андезит	0,010	0,009	0,0014	0,0015	0,00145
Андезито-дацит	0,009	0,0085	0,0015	0,0028	0,0022
Дацит	0,010	0,0087	0,0014	0,0023	0,0017
Пемза (андезит)	—	0,006	—	—	0,0031



Р и с. 3. Структурно-геологическая схема вулкана Ксудач (по О.Б. Селянину)

Породы I ритма вулканизма Ксудача: 1 – отложения 1-й фазы лавы главного, древнейшего конуса вулкана, преимущественно базальт–андезито-базальтового состава (Kc_1^1); 2 – отложения 2-й фазы – дацитовые игнимбриты, андезитовые до андезито-базальтовых агломератовые туфы (Kc_2^1); отложения II ритма (Ксудач II): 3 – породы первой фазы (Kc_1^2), преимущественно лавы – базальты, андезито-базальты, андезиты (Kc_1^2); 4 – отложения 2-й фазы – дацитовые пемзы (Kc_2^2); породы III ритма (Ксудач III): 5 – 1 фаза, лавы и туфы состава от базальтов до андезито-дацитов, с преобладанием андезитов (Kc_3^1); 6 – базальтовые лавы латеральной линейной зоны (комплекс горы Каменистой $\approx Kc_1^3$); 7 – 2-я фаза, игнимбриты и пемзы дацит-андезитового состава; породы IV ритма (Ксудач IV): 8 – дацитовые пемзы (Kc_1^4); 9 – лавы и пирокластика 2-й фазы – базальты, андезито-базальты, андезиты (Kc_2^4); 10 – отложения 3-й фазы: андезитовые шлаки, дацитовые и андезито-дацитовые пемзы извержения 1907 г. (Kc_3^4); 11 – нерасчлененные пемзовые отложения ($Kc_2 - Kc_3$); 12 – экструзии дацитов и андезитов; 13 – гребни кальдерных уступов; 14 – кратеры

Таблица 9

Содержание Hg, Cu, Zn и Pb в эффузивных породах долгоживущего вулканического центра Ксудач

№ образца	Цикл и фаза образования, характеристика вулканического продукта	Hg, $\mu \cdot 10^{-6} \%$	Cu, %	Zn, %	Pb, %
1	2	3	4	5	6
Базальт					
908a	КС ₁ ¹ , туф	1,9	—	—	—
915	КС ₁ ¹ , лава	0,9	—	—	—
919a	КС ₃ ¹	1,4	—	—	—
919		1,2	—	—	—
931г	КС ₁ ¹ ,	2,2	0,0080	0,010	0,0007
935a	КС ₃ ¹ ,	0,5	—	—	—
956	КС ₁ ¹ ,	3,6	0,0180	0,014	0,0010
966		1,1	0,0150	0,014	0,0011
966a		1,9	0,0110	0,015	0,0010
969в	КС ₂ ¹	2,3	0,0056	0,011	0,0010
975	КС ₃ ¹	1,7	0,0090	0,012	0,0009
983	КС ₁ ¹	2,3	0,0220	0,008	0,0008
995a		4,5	—	—	—
998	КС ₄ ²	1,4	0,0063	0,016	0,0014
1015	КС ₁ ¹	0,9	—	—	—
1015a		1,3	—	—	—
1016		2,9	—	—	—
1016a		1,6	—	—	—
1017		0,5	—	—	—
1044	КС ₁ ² ,	1,0	—	—	—
1045	КС ₁ ¹	0,6	—	—	—
1066	КС ₁ ¹	1,0	—	—	—
Андезито-базальт					
910	КС ₂ ¹	2,0	—	—	—
915a	КС ₁ ¹	3,3	—	—	—
921		7,6	—	—	—
923	КС ₄ ²	1,5	—	—	—
931б	КС ₂ ¹	2,1	0,0060	0,014	0,0008
931в		0,9	0,0085	0,014	0,0010
931д		1,4	0,0110	0,010	0,0013
932a		1,4	—	0,010	0,0008
932б		1,6	0,0038	0,010	0,0013
934a	КС ₃ ¹ , дайка	1,1	0,0013	0,010	0,0012
943	КС ₁ ¹ , лава	0,9	0,0026	0,010	0,0012
945		2,5	0,0066	0,010	0,0009
946		1,9	0,0014	0,014	0,0011

Таблица 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
948		0,5	0,0023	0,016	0,0010
948г		1,6	—	—	—
957	КС ₁ ² , туф	3,8	0,0066	0,014	0,0009
957б	КС ₁ ² , дайка	2,5	—	—	—
961а	КС ₃ ¹ , лава	0,9	0,0028	0,017	0,0014
961б	КС ₃ ¹ , экструзия	0,9	0,0038	0,015	0,0010
962а	КС ₁ ¹ , дайка	0,6	0,0033	0,014	0,0011
964	КС ₁ ¹ , туф	1,0	—	0,013	0,0010
964а	КС ₁ ¹ , дайка	1,5	—	0,012	0,0013
964б		1,9	0,0026	0,012	0,0011
965а		0,9	0,0026	0,012	0,0010
965б	КС ₁ ¹ , лава	0,8	0,0080	0,013	0,0010
966б	КС ₁ ¹	2,3	0,0300	0,027	0,0010
972в	КС ₃ ¹	1,7	0,0060	0,012	0,0010
974а		0,9	0,0058	0,011	0,0011
980	КС ₁ ¹	0,7	0,0085	0,010	0,0011
980а	КС ₁ ² , туф	1,6	0,0140	0,013	0,0009
995	КС ₁ ² , сваренный	1,6	0,0230	0,010	0,0009
997	КС ₄ ² , лава туф	0,9	0,0130	0,014	0,0011
999		1,0	0,0063	0,016	0,0008
999а		1,8	0,0200	0,013	0,0009
1010	КС ₁ ² , дайка	1,4	—	—	—
1021б	КС ₁ ² , туф	0,7	—	—	—
1031а	КС ₁ ¹ , лава	0,9	—	—	—
1031б		0,8	—	—	—
1031в		1,0	—	—	—
1040	КС ₁ ¹	0,5	—	—	—
1041а		0,9	—	—	—
1043б	КС ₁ ² , туф	0,7	—	—	—
1047	КС ₁ ² , лава	0,5	—	—	—
1049б	КС ₁ ¹	1,0	—	—	—
1052		1,0	—	—	—
1057а	КС ₃ ¹	0,3	—	—	—
1058а	КС ₁ ¹ , дайка	0,5	—	—	—
1058б		0,3	—	—	—
1058г	КС ₁ ¹ , туф	1,0	—	—	—
1059	КС ₁ ¹ , лава	1,0	—	—	—
1059б	КС ₁ ²	1,1	—	—	—
Андезит					
957в	КС ₃ ² , пемза	0,6	—	—	—
1019	КС ₂ ¹ , лава	0,8	—	—	—
1024	КС ₂ ² , туф	0,9	—	—	—
1025	КС ₂ ¹ , лава	0,8	—	—	—
1031	КС ₁ ¹	0,8	—	—	—

Т а б л и ц а 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
1031г	КС ₁ ¹ , туф	1,2	—	—	—
1032	КС ₁ ¹ , лава	1,4	—	—	—
1033	КС ₁ ² , сваренный туф	0,6	—	—	—
1036	КС ₁ ¹ , лава	0,8	—	—	—
1043		0,8	—	—	—
1055	КС ₁ ¹ , дайка	0,6	—	—	—
1056а	КС ₃ ¹ , лава	0,3	—	—	—
1057	КС ₃ ¹ , туф	0,8	—	—	—
1060	КС ₁ ²	0,6	—	—	—
1073	КС ₃ ² , пемза	0,8	—	—	—
1077	КС ₁ ² , туф	0,4	—	—	—
1077а	КС ₁ ² , игнимбрит	0,6	—	—	—
1077б		1,0	—	—	—
1077в		0,4	—	—	—
1078	КС ₁ ² , туф	0,7	—	—	—
1082	КС ₄ ³ , шлак	0,6	—	—	—
1082а	КС ₄ ³	0,3	—	—	—
906б	КС ₁ ² , экструзия	0,6	—	—	—
908б	КС ₁ ² , лава	1,6	—	—	—
908в		0,9	—	—	—
911	КС ₃ ² , туф	1,0	—	—	—
912	КС ₃ ² , игнимбрит	1,2	—	—	—
918	КС ₃ ²	1,2	—	—	—
920	КС ₃ ² , пемза	2,2	—	—	—
924	КС ₄ ³	1,8	—	—	—
926	КС ₄ ² , лава	2,9	—	—	—
932	КС ₁ ²	2,2	—	0,008	0,0007
932в	КС ₁ ²	0,7	0,0042	0,013	0,0011
934	КС ₃ ¹ , экструзия	2,0	0,0010	0,010	0,0009
940а	КС ₃ ¹ , лава	1,5	0,0110	0,015	0,0010
961		0,9	0,0020	0,011	0,0013
962	КС ₃ ¹ , дайка	1,2	—	—	—
966в	КС ₁ ² , лава	1,0	0,0025	0,012	0,0012
967	КС ₁ ² , туф	1,2	0,0095	0,013	0,0011
968	КС ₁ ² , сваренный туф	0,8	0,0056	0,014	0,0011
972	КС ₃ ¹ , лава	1,8	0,0027	0,014	0,0011
972а		1,2	0,0060	0,012	0,0010
973		0,5	0,0120	0,014	0,0010
974		1,4	0,0027	0,013	0,0010
975а	КС ₁ ² , экструзия	2,1	0,0028	0,012	0,0013
982	КС ₁ ¹ , лава	1,0	—	0,011	0,0012
982а		0,6	0,0190	0,009	0,0012
982б		1,0	0,0140	0,010	0,0012
999б	КС ₄ ²	3,0	0,0090	0,012	0,0008

Таблица 9 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Андезито-дацит					
991a	КС ₃ ² , пемза	1,0	—	—	—
10826		1,2	—	—	—
Дацит, риолито-дацит, риолит					
901	КС ₃ ¹ , экструзия	1,0	—	—	—
905	КС ₄ ¹ , пемза	2,6	—	—	—
913	КС ₃ ¹ , экструзия	0,8	—	—	—
935	КС ₃ ¹	2,2	0,0033	0,006	0,0013
950		0,9	0,0050	0,008	0,0009
951		1,8	0,0033	0,006	0,0010
952		1,6	0,0012	0,008	0,0012
969	КС ₂ ¹ , лава	0,4	0,0028	0,014	0,0014
976	КС ₄ ³ , пемза	2,7	0,0080	0,010	0,0012
988	КС ₂ ²	1,0	—	—	—
1018		1,2	—	—	—
1024a		1,3	—	—	—
1027		0,9	—	—	—
1030	КС ₃ ²	1,0	—	—	—
1070	КС ₄ ¹	0,5	—	—	—
1074	КС ₃ ²	0,6	—	—	—

Таблица 10

Средние содержания Hg в эффузивных породах долгоживущего вулканического центра Ксудач

Порода	n	Концентрация, л · 10 ⁻⁶ %		
		C _{min}	C _{max}	\bar{C}
Базальт	22	0,5	4,5	1,67
Андезито-базальт	47	0,5	3,8	1,33
Андезит	45	0,5	3,0	1,15
Андезито-дацит	2	1,2	1,2	1,2
Дацит, риолито-дацит, риолит	14	0,6	2,7	1,40

Таблица 11

Средние содержания Cu, Zn, Pb в эффузивных породах долгоживущего вулканического центра Ксудач

Порода	Элемент	Содержание Cu, Zn, Pb, %			
		n	C _{min}	C _{max}	\bar{C}
Базальт	Cu	8	0,0056	0,0220	0,0119
	Zn	8	0,008	0,016	0,012
	Pb	8	0,0007	0,0014	0,0010
Андезито-базальт	Cu	25	0,0013	0,0300	0,0085
	Zn	28	0,010	0,027	0,013
	Pb	28	0,0008	0,0014	0,0010
	Cu	15	0,0020	0,0190	0,0069
Андезит	Zn	17	0,0080	0,0150	0,0119
	Pb	17	0,007	0,0013	0,0011
	Cu	—	—	—	—
Андезито-дацит	Zn	—	—	—	—
	Pb	—	—	—	—
Дацит, риолито-дацит, риолит	Cu	6	0,0012	0,0080	0,0039
	Zn	6	0,006	0,014	0,0087
	Pb	6	0,0009	0,0014	0,0012

Средние содержания Hg в основных, средних и кислых эффузивных продуктах различных этапов вулканизма колеблются в пределах $(1,20 \div 1,67) \cdot 10^{-6}\%$. Минимальные содержания установлены в игнимбритах и пемзах андезито-дацитового состава $(0,4 \cdot 10^{-6}\%)$, а также в агломератовых туфах андезитового, андезито-базальтового состава $(0,30 \cdot 10^{-6}\%)$. Максимальные значения $(4,50 \cdot 10^{-6}\%$, и $3,80 \cdot 10^{-6}\%$) в базальтах, андезито-базальтах. Однако отчетливой зависимости значений содержаний ртути от состава пород или их принадлежности к определенным ритмам и циклам вулканической деятельности не наблюдается.

Зависимость содержаний Cu, Zn, Pb от состава пород для вулкана Ксудач выражена значительно менее контрастно, чем для кальдеры вулкана Узон и вулканического центра Малый Семячик (см. табл. 6, 8). Однако и здесь мы наблюдаем минимальные содержания Cu, Zn в кислых разновидностях пород. Зависимости содержания Cu, Zn, Pb от эволюции вулканизма во времени не наблюдается. Для пород вулкана Ксудач характерна слабо выраженная зависимость содержаний Hg от состава пород, цикла и ритма вулканизма (см. табл. 12). Средние содержания Hg в основных, средних и кислых породах долгоживущего вулканического центра Ксудач (см. табл. 10) также близки, несмотря на то, что максимальные средние значения $(1,67 \cdot 10^{-6}\%)$ отмечены в базальтах. Существенной особенностью являются значительно более низкие средние концентрации Hg в ряду базальт-дацит вулкана Ксудач $((1,67 \div 1,2) \cdot 10^{-6}\%)$ сравнительно с аналогичными породами долгоживущего вулканического центра Малый Семячик $(3,06 \div 2,19) \cdot 10^{-6}\%$.

Т а б л и ц а 12. Средние содержания Hg, Cu, Zn, Pb в эффузивных и пирокластических породах вулкана Ксудач

Цикл, фаза вулканизма, порода	Содержание элементов							
	Hg, $\mu \cdot 10^{-6}\%$		Cu, %		Zn, %		Pb, %	
	$C_{\min} - C_{\max}$	\bar{C}	$C_{\min} - C_{\max}$	\bar{C}	$C_{\min} - C_{\max}$	\bar{C}	$C_{\min} - C_{\max}$	\bar{C}
КС ₁ ¹ , туфы и лавы главного древнейшего конуса, преимущественно базальтового, андезито-базальтового состава	0,6–2,9	1,25	$\frac{0,0007-0,02}{35}$	0,010	$\frac{0,01-0,27}{16}$	0,012	$\frac{0,0011-0,0012}{16}$	0,0011
КС ₁ ² , дацитовые игнимбриты, андезитовые до андезито-дацитовых, спекшиеся агломеративные туфы	$\frac{0,6-2,5}{28}$	1,22	$\frac{0,0025-0,023}{8}$	0,010	$\frac{0,01-0,014}{8}$	0,012	$\frac{0,0007-0,0013}{8}$	0,0010
КС ₂ ¹ , лавы базальта, андезито-базальта, андезита	$\frac{0,8-2,2}{13}$	1,57	0,0024–0,011	0,011	$\frac{0,008-0,014}{11}$	0,011	$\frac{0,0007-0,0018}{11}$	0,0010
КС ₂ ² , дацитовые пемзы	$\frac{0,9-2,2}{5}$	1,3	–	–	–	–	–	–
КС ₃ ¹ , лавы и туфы базальтового, андезито-дацитового состава с преобладанием андезитов	$\frac{0,6-2,2}{26}$	1,31	$\frac{0,001-0,013}{21}$	0,0051	$\frac{0,006-0,017}{21}$	0,011	0,0009–0,0014	0,0011
КС ₃ ² , игнимбриты и пемзы андезито-дацитового состава	$\frac{0,6-1,2}{9}$	0,93	$\frac{0,0015-0,0035}{2}$	0,0025	$\frac{0,003-0,009}{2}$	0,006	$\frac{0,0011-0,0012}{2}$	0,0011
КС ₄ ² , базальты, андезито-базальты, андезиты	0,9–3,0	1,80	0,006–0,024	0,014	0,012–0,016	0,014	0,0008–0,0014	0,0010
КС ₄ ³ , андезитовые шлаки, дацитовые и андезито-дацитовые пемзы	$\frac{0,6-2,7}{8}$	1,31	$\frac{0,008}{1}$	0,008	$\frac{0,01}{1}$	0,01	$\frac{0,0012}{1}$	0,0012

П р и м е ч а н и е. В числителе максимальное и минимальное значение содержания элемента; в знаменателе – число анализов.

**РТУТЬ В ЭФФУЗИВНЫХ И ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ
ВУЛКАНОВ ХОДУТКА, МУТНОВСКИЙ, ФУССА, МЕНДЕЛЕЕВА
И ХР. КАМБАЛЬНОГО**

Сравнительно с вулканами Малый Семячик и Ксудач мы располагаем существенно менее систематическими данными по содержанию Hg, Cu, Zn, Pb в породах вулканов Южной Камчатки: Мутновском, Ходутке и хр. Камбальном, а также в породах вулканов Курильской островной дуги — Фусса и Менделеева.

Вулкан Ходутка. Расположен в юго-западной части крупного одноименного вулканического центра, ограниченного кольцевой структурой [40]. Это конусовидный стратовулкан относительно простого строения, заложившийся в конце позднего плейстоцена и формировавшийся в течение всего голоцена.

Преимущественный состав — базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты [40]. Содержания Hg, а также Cu, Zn, Pb приведены в табл. 13, 14.

Вулкан Мутновский. Сложно построенный, в настоящее время сильно разрушенный эксплозиями, вулкан сформировался в результате чередующейся эффузивной и эксплозивной деятельности [40]. Петрография пород вулкана наиболее полно дана в работе Т.Ю. Марениной [83]. Состав пород изменяется от базальтов до дацитов. Содержания Hg, Cu, Zn, Pb приводятся только для базальтов и андезито-базальтов вулкана (табл. 15).

Вулканические породы хр. Камбального. Короткий, вытянутый в меридиональном направлении хребет состоит из ряда низких разрушенных вулканов. В южном конце хребта расположен стратовулкан Камбальный преимущественно базальтового состава [40]. В табл. 16 даны содержания Hg, Cu, Zn, Pb в лавах и экструзивных породах северной части хребта,

Т а б л и ц а 13

Содержание ртути в эффузивных и пирокластических породах вулкана Ходутка

№ образца	Порода	Hg, $n \cdot 10^{-6} \%$
1220	Базальт, некк	3,4
1211	Андезито-базальт, лава	1,6
1213а	Андезито-базальт, агломерат, туф	2,1
1213б		3,9
1214	Андезито-базальт, лава	2,3
1215		3,7
1217		1,6
1220а		1,0
1223		3,1
1213	Андезит, лава	1,1
1212		2,9
1218		3,3
1219		3,0
1222		0,8
1216	Андезито-дацит, лава	1,6
1221	Андезито-дацит, туф	3,0

Т а б л и ц а 14

Ртуть, медь, цинк, свинец в эффузивных породах вулкана Ходутка

№ образца	Порода	Hg, $\mu \cdot 10^{-6} \%$	Cu, %	Zn, %	Pb, %
1214	Андезит-анде- зито-базальт	2,3	0,0045	0,005	0,0013
1215		3,7	0,0026	0,014	0,0009
1216		1,6	0,0068	0,011	0,0013
1216/1		1,1	0,003	0,006	0,0012
1216/2		5,5	0,0078	0,009	0,0007
1217		1,6	0,015	0,012	0,0009
1218		3,3	0,010	0,013	0,0009
1219		3,0	0,013	0,013	0,0009
1220		3,4	0,010	0,012	0,0009
1220а		1,0	0,0062	0,011	0,0012
1221		3,0	0,004	0,010	0,0012
1221б		0,0	0,0034	0,010	0,0012
1222		0,0	0,0045	0,010	0,0012
1223		3,1	0,003	0,010	0,0011

Т а б л и ц а 15

Ртуть, медь, цинк, свинец в эффузивных породах вулкана Мутновский

№ образца	Порода	Hg, $\mu \cdot 10^{-6} \%$	Cu, %	Zn, %	Pb, %
ТМ-33/1	Базальт	2,1	0,003	0,028	0,0009
ТМ-33/3		—	0,005	0,010	0,0012
ТМ-44/1		—	0,013	0,012	0,0010
ТМ-35	Андезит	—	0,009	0,012	0,0010
ТМ-35/1		2,5	0,012	0,014	0,0011
ТМ-37/1		1,5	0,0024	0,009	0,0010
ТМ-37/2		1,7	0,009	0,015	0,0010
ТМ-36		3,4	0,009	0,011	0,0011
ТМ-36/1		0,9	0,011	0,011	0,0009

Т а б л и ц а 16

Ртуть, медь, цинк, свинец в вулканических породах хр. Камбального (Паужетский геотермальный район)

№ образца	Порода	Hg, $\mu \cdot 10^{-6} \%$	Cu, %	Zn, %	Pb, %
Вулкан Черные скалы					
556	Базальт	1,8	0,0075	0,004	0,0010
546		1,4	0,008	0,010	0,0018
550/1		3,0	0,008	0,007	0,0011
573/1	Андезит	3,0	0,0014	0,004	0,0018
575		1,8	0,0020	0,004	0,0018
575/1		1,5	0,001	0,005	0,0012
575/3		1,3	0,0019	0,006	0,0008

Т а б л и ц а 16 (окончание)

№ образца	Порода	Hg, $\mu \cdot 10^{-6} \%$	Cu, %	Zn, %	Pb, %
Экструзия Круглая					
564/6	Андезито-дацит	1,5	0,0005	0,003	0,0014
565		1,8	0,009	0,003	0,0010
565/1		1,0	0,0008	0,003	0,0014

Т а б л и ц а 17

Ртуть, медь, цинк, свинец в эффузивных породах вулкана Пик Фусса (о-в Парамушир)

№ образца	Порода	Hg, $\mu \cdot 10^{-6} \%$	Cu, %	Zn, %	Pb, %	
С-1000	Пирокластические отложения андезитового состава	2,7	0,008	0,016	0,001	
С-1001		3,0	0,009	0,016	0,0009	
С-1001а		2,7	0,014	0,015	0,0012	
С-1001б		2,6	0,017	0,013	0,0009	
С-1001в		2,7	0,007	0,016	0,0012	
С-1002		2,1	0,0004	0,016	0,0012	
С-1003		1,8	0,010	0,017	0,0011	
С-1003а		2,1	0,023	0,018	0,0011	
С-1202		1,4	0,0038	0,009	0,001	
С-1202а		2,8	0,0032	0,005	0,0018	
С-1203	1,8	0,004	0,005	0,0022		
С-1204	2,9	0,012	0,011	0,0023		
С-1204а	2,2	0,0088	0,005	0,0015		
С-1205	Лавы андезитобазальтов	3,2	0,012	0,017	0,002	
С-1206		5,8	0,0054	0,005	0,0014	
С-1207		5,2	0,009	0,009	0,0015	
С-1208		3,1	0,0042	0,003	0,0015	
С-1209		1,7	0,0042	0,007	0,0013	
С-1210		4,0	0,0035	0,005	0,0013	
С-1211		Лавы дацитов, андезито-дацитов	1,6	0,008	0,010	0,0016
С-1212			2,9	0,0045	0,009	0,0016
С-1213			1,1	0,0056	0,010	0,0013
С-1213а			2,1	0,0075	0,011	0,0013
С-1213б	3,9		0,0068	0,010	0,0013	

непосредственно прилегающей к Паужетскому геотермальному месторождению.

Вулкан Пик Фусса. Стратовулкан расположен на южной оконечности самого северного острова Курильской дуги — Парамушира. Диаметр основания вулкана составляет 9 км, диаметр кратера около 700 м, глубина 300 м [48, 52]. Последнее извержение отмечалось в 1854 г. Состав пород, по О.Б. Селянгину, представлен преимущественно андезитами, андезитобазальтами, андезито-дацитами, дацитами.

Таблица 18. Средние содержания Hg, Cu, Zn, Pb в эффузивных и пирокластических породах вулканов Ходутки, Мутновского, Фусса, Менделеева и хр. Камбального

Место отбора образца, порода	Содержание элемента							
	Hg, $n \cdot 10^{-6} \%$		Cu, %		Zn, %		Pb, %	
	$C_{\min} - C_{\max}$	\bar{C}	$C_{\min} - C_{\max}$	\bar{C}	$C_{\min} - C_{\max}$	\bar{C}	$C_{\min} - C_{\max}$	\bar{C}
Вулкан Ходутка андезит, андезитобазальт	$1,0 \div 5,5$ 12	2,71	$0,003 \div 0,026$ 14	0,0083	0,005–0,014	0,010	0,0007–0,0013	0,0011
Вулкан Мутновский андезитобазальт	$0,9-3,4$ 9	2,01	$0,0024-0,013$ 9	0,0081	0,009–0,028	0,013	0,0009–0,0012	0,0010
Хребет Камбальный базальт и андезитобазальт	1,3–3,0	2,0	—	—	—	—	—	—
Вулкан Пик Фусса Пирокластические отложения андезитового состава	$1,4-3,0$ 13	2,37	$0,0032-0,023$ 12	0,0010	$0,005-0,018$ 13	0,012	$0,0009-0,0023$ 13	0,0013
Лава андезитобазальта	$1,7-5,8$ 6	3,8	$0,0035-0,012$ 6	0,0063	$0,003-0,017$ 6	0,0076	$0,0013-0,0020$ 6	0,0015
Лава дацита, андезитодацита	$1,1-3,9$ 5	2,32	$0,0045-0,008$ 5	0,0065	$0,009-0,011$ 5	0,010	0,0013–0,0016	0,0014
Эффузивный купол вулкана Менделеева	1,2–5,5	2,58	—	—	—	—	—	—

Примечание. В числителе максимальные и минимальные значения содержаний элементов, в знаменателе — число анализов.

Содержания Hg, Cu, Zn, Pb в эффузивных и пирокластических породах вулкана даны в табл. 17.

Вулкан Менделеева расположен на одном из самых южных островов Курильской дуги — на о-ве Кунашир. По Г.С. Горшкову [48], вулкан в значительной степени разрушен, диаметр его основания 10–12 км. Южная часть вулкана сложена хорошо сохранившимися участками соммы. В северной части несколько эксцентрично расположен молодой конус, диаметр его основания 2,5 км. В кратере находится андезито-дацитовый купол. В обобщающей табл. 18 можно видеть близкий уровень содержаний Hg в одноименных породах рассмотренного ряда вулканов. В ряду андезито-базальтов несколько повышены содержания Hg на вулкане Фусса (о-в Парамушир). Данные Н.А. Озеровой об аномальных содержаниях Hg ($1,1 \cdot 10^{-5} \%$) в породах дацитового купола вулкана Менделеева нами не подтверждаются. Анализ тщательно отобранных, не затронутых наложенными газогидротермальными процессами образцов экструзивного купола показал в них содержание Hg, обычное ($\bar{C} = 2,58 \cdot 10^{-6} \%$) для эффузивов Камчатки и Курильских островов. Близкий уровень содержаний в одноименных породах установлен также и для Cu, Zn, Pb.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Уровень содержаний Hg в вулканических породах, рассмотренных выше объектов Камчатки (за исключением вулкана Ксудач), варьирует в пределах $(2,01–3,06) \cdot 10^{-6} \%$, что в два-три раза ниже среднего значения содержаний Hg в вулканических породах Курило-Камчатского региона, по Н.А. Озеровой [143]. Согласно Л.Л. Леоновой [77], содержания Hg в вулканических породах Камчатки составляют $(2,0–3,8) \cdot 10^{-6} \%$, т.е. почти идентичны нашим результатам. Только вулканические породы вулкана Ксудач резко выделяются аномально низкими значениями содержаний Hg $(1,15–1,67) \cdot 10^{-6} \%$. Аномально низкие концентрации ее установлены на этом вулкане во всех типах пород: базальтах, андезито-базальтах, андезитах, андезито-дацитах, дацитах. При этом какой-либо зависимости содержаний Hg от состава пород не наблюдается. Поэтому аномально низкий уровень концентраций Hg нельзя связывать с процессами дифференциации в магматическом очаге либо апикальных частях зон продвижения мантийных магм. Наиболее удовлетворительное объяснение — допустить существование аномально низких концентраций Hg в мантийном субстрате на уровне генерации магм в исследуемой части вулканического пояса Восточной Камчатки. Это допущение согласуется с представлениями о гетерогенности состава вещества верхней мантии.

Данные для Курильской ветви вулканического пояса более фрагментарны. Установленный нами уровень содержаний Hg $(2,32–3,80) \cdot 10^{-6} \%$ в ряду андезито-базальт — андезит также близок установленному Л.Л. Леоновой $(2,0–2,2) \cdot 10^{-6} \%$. Существенные расхождения наблюдаются для кислых разностей пород, для которых, по Л.Л. Леоновой, даны значения $1,0 \cdot 10^{-6} \%$. По нашим данным, содержания Hg в кислых эффузивах существенно выше $(2,32–2,58) \cdot 10^{-6} \%$.

РТУТЬ В МАГМАТИЧЕСКИХ
И ФУМАРОЛЬНЫХ ГАЗАХ ВУЛКАНОВ

Моделируя процессы миграции и концентрации Hg в гидротермальных процессах, исследователи часто оперируют высокими концентрациями Hg [71, 112, 113, 178, 186], во много раз превышающими ее концентрации в гидротермальных растворах областей активного вулканизма. Одновременно при экспериментальном моделировании широко варьируют концентрации Cl^- , ΣS , ΣCO_2 , F^- , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , pH и др.

Рассматривая физико-химические условия миграции и концентрации Hg, А.А. Оболенский [112, 113] подчеркивает, что воссоздание процессов эндогенного рудообразования — чрезвычайно сложная задача. Поэтому все больший и больший интерес представляют результаты исследований современных газогидротермальных процессов на вулканах и геотермальных месторождениях.

В литературе опубликовано большое количество анализов Hg из вулканических газов и конденсатов. Однако, как правило, они рассматриваются в отрыве от их общего состава. Между тем данные по составам вулканических газов и конденсатов представляют наиболее реальную основу для моделирования составов рудообразующих растворов и, следовательно, для решения задач об условиях миграции и концентрации Hg наряду с другими рудными элементами. Поэтому в работе уделено большое внимание общей геохимической характеристике вулканических газов и конденсатов по результатам различных советских и зарубежных исследователей. Несмотря на то, что изучение газогидротермальных процессов на активных вулканах проводится уже многие десятилетия, количество проб, отобранных вполне кондиционно, достаточно ограничено. Это связано с рядом технических трудностей, с которыми вынуждены сталкиваться исследователи при отборе проб вулканических газов, в том числе со сложностью стандартизации условий отбора проб. Немаловажным осложняющим фактором является разубоживание атмосферными газами вулканических эманаций еще до выхода их на поверхность, что сопровождается или может сопровождаться их глубоким окислением и, следовательно, значительным изменением их компонентного состава. Ниже нами приводятся наиболее надежные данные, полученные советскими и зарубежными исследователями. При этом мы использовали только те пробы, для которых получены данные для газов и конденсатов вулканических газов и, кроме того, измерены соотношения газ—конденсат. Критериями отбраковки данных являлись: минимальное содержание кислорода в данной группе проб; наличие данных как для газов, так и конденсатов, включая измерения соотношений газ—конденсат; сопоставимость результатов анализов вулканических газов и их конденсатов.

Ниже приведены данные для вулканов Камчатки, Курильских островов [16—22; и др.], Алеутских и Гавайских островов, Японии, Новой Зеландии, Исландии, Италии, Мексики [171, и др.]. Результаты анализов вулканических газов, газоконденсатов, содержащиеся в этих работах, пересчитаны нами и представлены в ммольях на 1 кг H_2O , что широко используется в химии растворов. Такая форма выражения принята как для составов

вулканических газов и их конденсатов, так и гидротермальных растворов различных гидротермальных систем; это позволяет легко производить сопоставления независимо от генезиса и фазового состояния природных растворов. При этом важно подчеркнуть, что принятая форма выражения составов вулканических газов не требует введения поправок в результаты анализов, подобно приведению к составу, за вычетом атмосферных газов, количество которых в пробах приблизительно оценивается по содержаниям кислорода и азота. Наконец, принятая в данной работе форма представления результатов анализа газов, конденсатов и гидротермальных растворов удобна для термодинамических расчетов.

ГАЗЫ И КОНДЕНСАТЫ РАСПЛАВОВ БАЗАЛЬТОВ БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ (БТТИ)

Детальная характеристика состава эксгаляций на конусах и лавовых потоках БТТИ как в процессе извержения (рис. 4), так и в постэруптивном процессе дана в монографии И.А. Меняйлова и др. [93]. Там же приведена подробная характеристика условий и методов отбора и анализа газов, оценка выноса летучих в процессе извержения и т.п. Из всего многообразия данных И.А. Меняйлова и соавторов по Северному прорыву БТТИ нами использованы: анализы газов, отобранных в точках с наиболее высокой температурой и одновременно с минимальным содержанием кислорода в их составе; по Южному прорыву — составы газов, отобранных из горнитосов (табл. 19). При этом выбраны те пробы, для которых также есть характеристики по конденсатам газов. Газы из горнитосов являются наиболее высокотемпературными, отобраны в непосредственной близости от расплавленной лавы и, по мнению И.А. Меняйлова и соавторов, представляют собой собственно магматические газы.



Р и с. 4. Большое трещинное Толбачинское извержение, Северный прорыв, новообразованные шлаковые конусы (фото В.А. Подтабачного)

Таблица 19

Содержание некоторых компонентов в фумарольных газах БТТИ (ммоль/кг Н₂O)

Компо- ненты	Северный Прорыв						
	1	2	3	4	5	6	7
H ₂	122,10	122,10	2387,3	6265,7	1972,0	—	—
CH ₄	47,48	41,48	95,22	967,3	227,45	—	—
CO	—	9,50	340,8	613,6	166,84	—	—
CO ₂	2604,7	2604,7	5196,3	3753,7	3003,6	—	—
H ₂ S	6,78	9,50	5,71	—	—	—	2,59
S	—	—	—	—	—	0,75	5,98
SO ₂	0,68	0,68	0,83	6,02	0,58	—	—
HCl	74,61	74,61	176,84	194,90	91,21	74,22	193,3
HF	27,13	27,13	40,81	57,75	45,61	27,37	55,26
H ₃ BO ₃	—	—	—	—	—	—	—
NH ₃	33,92	33,92	95,22	172,0	53,11	47,01	189,4
N ₂	9381,4	9394,6	4169,3	5363,0	14572,6	—	—
O ₂	26,45	0,68	0,68	1,44	7,59	—	—
T, °C	930	930	920	920	950	930	930
Дата от- бора.	16.08	16.08	17.08	14.08	22.08	16.08	17.08

1975 г.

Примечание. Таблица составлена по данным И.А. Меняйлова и др. [93]; на Северном прорыве взяты пробы с лавовых потоков и лавовых бокс, на Южном прорыве — из горнитосов на лавовых потоках;

Таблица 19 (окончание)

Компо- ненты	Южный Прорыв							
	17	18	19	20	21	22	23	24
H ₂	358,18	1986,88	346,20	305,98	—	—	—	—
CH ₄	—	—	—	—	—	—	—	—
CO	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	34,11	127,19	22,70	16,99	—	—	—	—
H ₂ S	11,37	—	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	11,00	3,70	25,78	24,46
SO ₂	17,06	40,47	28,38	6,23	—	—	—	—
HCl	585,59	780,47	647,00	572,29	288,83	595,18	409,11	527,64
HF	164,88	254,38	198,64	226,65	73,68	157,89	131,58	142,11
H ₃ BO ₃	—	—	—	—	1,55	—	—	—
NH ₃	—	—	—	—	0,006	0,006	0,006	0,006
N ₂	6,03	16,19	5,68	22,66	—	—	—	—
O ₂	0,23	1,16	0,23	5,10	—	—	—	—
T, °C	1020	1000	1000	1000	980	1020	990	1010
Дата от- бора	24.10	25.10	26.10	29.10	2.08	3.08	13.08	13.08

1976 г.

	Северный Прорыв								
	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	515,94	397,08	449,76	419,34	442,01	368,72	452,14	311,71	305,20
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	0,28	—	—	—	—	—	—	—
	68,04	22,69	33,86	39,67	34,00	22,69	29,26	11,33	16,96
	—	68,07	—	62,33	—	19,85	45,21	17,00	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	85,04	79,42	28,22	45,33	34,00	11,35	67,82	62,34	39,56
	249,47	527,55	299,09	442,01	470,34	570,53	276,94	589,41	423,88
	39,69	107,78	73,36	113,34	141,67	158,83	101,73	170,02	124,34
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	0,056	0,068	0,023	0,028	—	—	—
	192,77	14,92	33,86	38,53	32,30	102,11	39,56	4,70	98,00
	39,69	1,81	7,34	1,08	7,37	25,53	0,57	0,96	3,73
	980	1020	990	1010	1010	1020	1020	1020	1020
	2.08	3.08	13.08	13.08	13.08	14.08	22.08	23.08	23.08

1976 г.

	Южный Прорыв								
	25	26	27	28	29	30	31	32	33
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	19,44	13,68	6,00	28,02	31,90	16,32	26,53	26,53	6,89
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	538,76	514,33	575,01	553,29	524,29	582,85	490,13	630,52	560,17
	159,00	110,53	157,89	191,58	159,00	158,95	158,95	191,58	191,58
	—	2,99	13,23	—	—	—	—	—	—
	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1010	1020	1020	1020	1020	1020	1000	1000	1000
	13.08	14.08	22.08	23.08	23.08	24.10	25.10	26.10	29.10

1976 г.

ГАЗЫ И КОНДЕНСАТЫ ВУЛКАНА МУТНОВСКОГО

История развития вулкана Мутновского, состав продуктов извержения, современная газогидротермальная активность освещены в ряде работ [31, 32, 83, 145]. Наибольшее внимание исследователей привлекал и привлекает активный кратер вулкана или, как его обычно называют, активная воронка [31, 33, 145], характеризующийся огромными масштабами дегазации (вынос тепла до 400000 ккал/с, температура флюида, достигающего поверхности, 520–600°С).

Т а б л и ц а 20

δD и $^3\text{He}/^4\text{He}$ в парогазовых струях вулкана Мутновского

№ пробы	Место отбора пробы	$\delta D, \text{‰}$	$^3\text{He}/^4\text{He}, \text{н.} \cdot 10^{-5}$	$T, \text{°C}$
ТМ-19/78	Активная воронка	-47,7	0,96	480,0
	Северо-восточный кратер			
ТМ-23/78	Верхнее фумарольное поле	-57,6	0,82	280,0
ТМ-22/78	Нижнее фумарольное поле	-	0,98	98,0
ТМ-21/78			1,00	96,0

Т а б л и ц а 21

Содержание некоторых компонентов в фумарольных газах вулкана Мутновского ммоль/кг H_2O

Компоненты	Активная воронка				Северо-Восточный кратер		
	1	2	3	4	5	6	7
H_2	-	11,34	-	-	-	-	0,46
CH_4	-	-	-	-	-	-	-
CO	-	-	-	-	-	-	-
CO_2	-	479,0	-	-	-	-	436,7
H_2S	0,0	0,0	0,0	0,0	23,8	-	335,6
S	164,0	283,7	215,1	119,0	-	46,80	-
SO_2	336,0	314,8	314,8	246,5	0,06	0,15	0,12
HCl	158,0	165,1	179,3	182,3	7,0	8,90	31,0
HF	31,6	47,3	45,2	61,9	0,51	0,16	0,25
H_3BO_3	-	1,19	1,19	1,25	1,17	-	0,21
NH_3	-	-	-	-	-	-	-
O_2	-	-	-	-	-	-	-
N_2	-	-	-	-	-	-	-
$T, \text{°C}$	480	480		470	280	270	96
Дата отбора, год	1964	1978		1979	1978	1979	1978

Примечание: 1 – данные Е.К. Серафимовой [129]; 2–7 – данные Ю.П. Трухина, Р.А. Шувалова.

Т а б л и ц а 22

Изменение T и P адиабатически расширяющегося, преимущественно водного, флюида на пути его фильтрации к поверхности земли.

$T^{\circ}\text{C}$	P , атм	$T^{\circ}\text{C}$	P , атм
500	1,5	900	12,20
600	2,73	1000	18,47
700	4,73	1100	27,08
800	7,77	1200	38,62

Е.А. Вакин [33] пришел к выводу, что наиболее мощные фумаролы активного кратера Мутновского вулкана приурочены к "неостывшему корню базальтового лавового потока" и тем самым наиболее полно отражают состав неизмененных внешней средой вулканических эманаций базальтовой магмы. Полученные нами данные (табл. 20) по соотношению изотопов ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, δD не противоречат этому выводу. Однако, принимая во внимание масштабы дегазации (до 400 000 ккал/с), длительность процесса (не менее 20 лет), температуру флюида, достигающего поверхности ($> 520^{\circ}\text{C}$), логичнее рассматривать в качестве источника флюидов близ-поверхностный магматический очаг. Состав высокотемпературных парогазовых струй активного кратера представлен в табл. 21.

На основании высоких температур флюида на поверхности (500°C и более) можно утверждать, что флюид, достигающий поверхности земли, на пути миграции не претерпел фазовой дифференциации. Кроме того, есть основания утверждать (учитывая длительность процесса), что распределение температур в центральных частях восходящего флюидного потока в основном определяется квазиадиабатическим расширением флюида по мере его приближения к поверхности.

В точках отбора проб с температурой $\geq 500^{\circ}\text{C}$ давление флюида не превышает 1,5 атм. Согласно экспериментальным данным, коэффициенты активности преимущественно водного флюида в интервале давлений $P = 1,0-100,0$ атм и температуры $T = 600-1000^{\circ}\text{C}$ варьируют в пределах $\gamma = 0,809-0,969$, т.е. значения близки к 1. Это позволяет при приближенных расчетах P - T -зависимости в адиабатически расширяющемся, преимущественно водном, флюиде использовать уравнение

$$\bar{C}_p \lg\left(\frac{T_2}{T_1}\right) = R \lg\left(\frac{P_2}{P_1}\right)$$

где: \bar{C}_p — средняя теплоемкость в рассматриваемом интервале температур, R — газовая постоянная.

Полученные результаты даны в табл. 22. Из них следует, что в рамках модели "магматический очаг — отделяющийся флюид" при $T = 1100^{\circ}\text{C}$ давление флюида на границе раздела очаг — вмещающая среда не может превышать 27,0 атм. Следовательно, магматический очаг должен находиться на очень небольших глубинах и, вероятнее всего, располагаться в пределах вулканической постройки. Следовательно, данные табл. 21 отражают содержания некоторых компонентов (HCl , HF , ΣS , ΣC) в магматическом флюиде, отделяющемся от близповерхностной магматической камеры.

ГАЗЫ И КОНДЕНСАТЫ ЛАВОВЫХ ОЗЕР
ВУЛКАНОВ КИЛАУЭА И НИРАГОНГО

Вулкан Килауэа расположен на восточном склоне щитового вулкана Мауна-Лоа (Гавайские острова). Вулкан постоянно активен. В кратерах Халемауау, Килауэа-Ики и Макапахи периодически существовали лавовые озера.

В табл. 23 приведены анализы проб газа, отобранных, как и в случае Южного прорыва БТИ, непосредственно над расплавом базальта при температуре около 1100°С. Пробы были взяты в кратере Халемауау в период существования лавового озера.

В табл. 23 приведен состав пробы газов (10), отобранной Г. Тазиевым из лавового оз. Нирагонго [171, 185]. К сожалению, это единственная проба из серии проб, отобранных Г. Тазиевым, в которой определено содержание воды. Можно отметить, что состав газовых компонентов без учета воды во всей серии проб идентичен, но единичное определение воды не дает уверенности в правильности соотношений содержаний газовых компонентов и содержания воды. Проба отбиралась из расщелины с раскаленными стенками, расположенной на 30 м выше уровня лавового озера, газ выделялся под давлением.

Таблица 23

Содержание некоторых компонентов в фумарольных газах лавовых озер (ммоль/кг Н₂O)

Компоненты	Вулкан Килауэа						
	1	2	3	1	2	3	
H ₂	4848,69	667,8	512,2	107,7	752,0	110,8	
CH ₄	—	—	—	—	—	—	
CO	4427,06	539,4	335,6	91,1	2256,0	110,8	
CO ₂	103509,0	14923,6	11303,5	4439,2	73130,8	17952,2	
H ₂ S	—	—	—	—	—	—	
S	10962,2	1849,4	741,8	198,8	131,6	110,8	
SO ₂	92125,0	8425,0	5157,2	902,8	17107,7	14812,4	
SO ₃	—	—	—	2269,3	658,0	3878,6	
HCl	1364,87	411,0	0,0	811,7	131,6	66,5	
HF	—	—	—	—	—	—	
H ₃ BO ₃	—	—	—	—	—	—	
NH ₃	—	—	—	—	—	—	
O ₂	—	—	—	—	—	—	
N ₂	39784,0	5085,3	643,2	1521,9	3697,3	16396,6	
T, °C			1100				
Дата отбора	—	—	—	2.03	25.03	25.03	
Год	1917			1918			

Примечание: 1–9 – данные Е.С. Шеперда [Уайт, Уоринг, 1965] [171]; 10 – данные Г. Тазиева [Уайт, Уоринг, 1965] [171].

ГАЗЫ И КОНДЕНСАТЫ ВУЛКАНА СЮРТСЕЙ (ИСЛАНДИЯ)

Базальтовый вулкан о-в Сюртсей образовался в 1963–1964 гг. в результате подводного извержения в 30 км от южной оконечности Исландии. Ход извержения, состав вулканических продуктов подробно изложены в работе Г. Сигвальдасона и Г. Элиссона [199]. Отбор проб газов и конденсатов производился во время извержения на различных расстояниях от кратера над расплавом базальта. Различия условий отбора проб нашли отражение в широких вариациях в составе газов и конденсатов (табл. 24).

ГАЗЫ И КОНДЕНСАТЫ ВУЛКАНА КЛЮЧЕВСКАЯ СОПКА

Исследования газов и конденсатов на побочных кратерах Ключевского вулкана проводились многими сотрудниками Вулканологической станции начиная с 1935 г.; позднее – сотрудниками Института вулканологии [16, 19, 22, 29, 61, 62, 65, 85, 89–92, 95–98, 134–137].

Ключевской вулкан – наиболее активный вулкан Камчатки. Активность проявляется как в его главном кратере (рис. 5,а), так и в виде побочных извержений (рис. 5,б). Наиболее подробные сведения об эксталяциях побочных кратеров Ключевского вулкана приведены в обзорной работе Л.А. Башариной [21], в которой обобщены материалы наблюдений 1946–

	Вулкан Килауэа									Вулкан Нирагонго
	4	5	6	7	8	9	10			
	276,4	788,3	88,9	563,1	405,9	751,2	965,9			
	—	—	—	—	—	—	—			
	522,1	477,8	103,7	486,3	257,0	661,1	3147,0			
	18887,0	13951,4	8655,6	15127,1	8130,6	15745,9	52563,6			
	—	—	—	—	—	—	—			
	429,9	143,3	59,3	256,0	324,7	420,7	—			
	10288,0	6497,9	4609,4	7131,2	4545,5	9706,0	5639,6			
	491,4	2030,6	1274,6	2124,4	0,0	2884,7	—			
	0,0	167,2	177,9	153,6	81,2	250,4	—			
	—	—	—	—	—	—	—			
	—	—	—	—	—	—	—			
	—	—	—	—	—	—	—			
	3723,9	2753,9	4657,4	2505,7	902,8	4036,5	10664,4			
			1100				1020			
	13.03	15.03	16.03	17.03	17.03	17.03	?			
	1919						1959			

Таблица 24

Содержание некоторых компонентов в фумарольных газах вулкана Сюртсей (ммол/кг Н₂О; T = 1127°С)

Компоненты	В 50 м от кратера		В 30 м от кратера	В кратере			В 150 м от кратера		В 20 м от кратера	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
H ₂	3196,	3420,	0,0	3054,	3028,	2952,	1130,	1660,	1076,	1045,
CH ₄	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO	476,6	490,6	0,0	244,8	231,9	251,3	63,96	68,4	68,4	203,9
CO ₂	6433,	6756,0	718,8	3201,8	4168,	3570,	2232,	2046,	684,4	611,7
H ₂ S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	50,0	—	—	—	571,9	381,3	—	250,0	318,8	240,6
SO ₂	3784,5	2817,	653,4	2113,	1187,	1843,	10376,	1530,	1742,	2115,
HCl	560,7	560,7	355,8	257,7	257,69	277,1	284,3	715,2	622,2	312,2
HF	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₃ BO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
NH ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
O ₂	0,00	0,00	2679,	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
N ₂	126,2	532,6	12991,	45,1	45,1	45,1	1478,	665,5	252,0	3925,
Дата отбора	15.10	15.10	25.11	21.02	21.02	21.02	2.09	31.03	31.03	31.03
	1964			1965			1966	1967		

Примечание. Таблица составлена по данным Г. Сигвальдасона и Г. Элиссона [183].

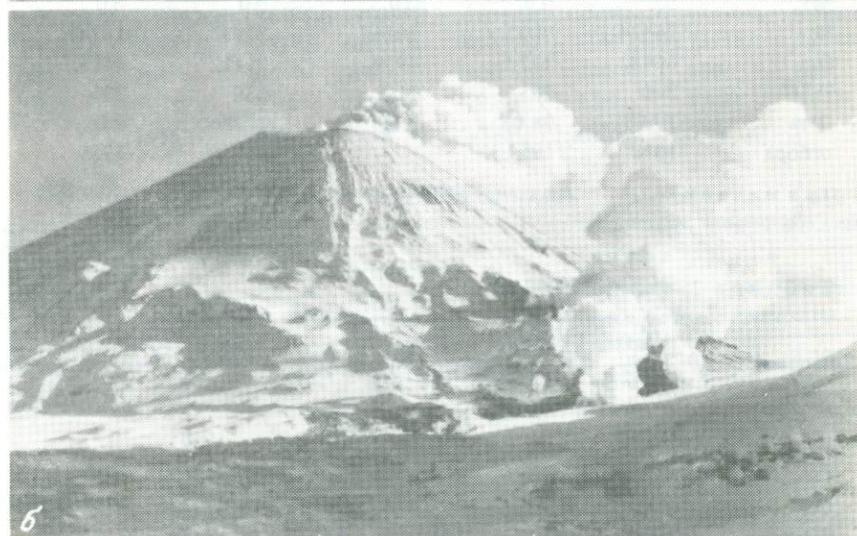
1949 гг. Нами использованы данные по составу газов только тех проб, для которых есть также характеристики конденсатов.

Л.А. Башарина [21] приводит детальное описание условий выхода фумарольных газов, температурного режима за время наблюдений, изменения состава газов и т.д. Этих сведений нет в нашей работе, подчеркнем лишь, что Л.А. Башариной изучен состав фумарольных газов следующих побочных кратеров: Киргурича (образовался в 1932 г.), Туйлы (1932 г.), Билюкая (1938 г.), Козея (1938 г.), Заварицкого и Левинсона-Лессинга (1945 г.), Апахончича (1946 г.), Былинкиной (1951 г.), Белянкина (1953 г.), Вернадского (1956 г.), Крыжановского (1956 г.). Прорыв пробочных кратеров Пийпа (1966 г.) и состояние фумарольной деятельности изучались И.Т. Кирсановым, Е.К. Серафимовой и др. [65], И.А. Меньшиловым [91, 92].

Данные по составу фумарольных газов побочных кратеров Ключевского вулкана приведены в табл. 25. Из всех имеющихся в литературе сведений выбраны пробы с температурой газов в основном не ниже 200°С.

ГАЗЫ И КОНДЕНСАТЫ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННОГО

В 1955 г. началось извержение вулкана Безымянного, считавшегося потухшим [47, 49], а 30 марта 1956 г. в результате грандиозного взрыва на вершине вулкана образовался крупный кратер сечением 0,8 км².



Р и с. 5. Ключевской вулкан, общий вид (а); побочное извержение Ключевского вулкана, 1984 г. (б) (фото В.А. Подтабачного)

Позднее во вновь образовавшемся кратере началось формирование внутрикратерной экструзии – купола Нового [49, 56].

Процесс образования экструзивного купола разделяется на два этапа [49, 56]. На первом этапе (до 1956 г.) происходило выжимание жестких блоков экструзии, сопровождавшееся эруптивной деятельностью, наиболее выраженной в весенний период. Начиная с 1965 г. отмечается выжимание пластичной лавы (в виде даек, лавовых потоков и лавовых вздутий). В 1969 г. вновь наблюдается выжимание жестких блоков экструзии.

Таблица 25

Содержание некоторых компонентов в фумарольных газах вулкана Ключевского, в ммольх/кг Н₂О

Компоненты	Кратер Былинкиной, конус				
	1	2	3	4	5
H ₂	134,0	22,34	50,64	62,16	23,5
CH ₄	—	—	—	—	—
CO	82,7	17,96	38,09	82,7	35,4
CO ₂	0,0	0,0	0,0	41,3	93,9
H ₂ S	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—
SO ₂	0,0	5,34	12,7	20,5	35,4
HCl	184,2	26,8	38,1	82,7	14,2
HF	16,7	1,78	0,0	4,10	0,0
H ₃ BO ₃	—	—	—	—	—
NH ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
N ₂	26424,	7097,	20267,	32931,	18746,
O ₂	6648,	1770,	4959,	8115,	4575,
T, °C	300	285	210	230	235
Дата отбора	19.09 1953	28.03 1954	2.08	17.09	8.05 1955

Примечание. 1–77 — анализированные пробы; в пробах 66–77 вместо SO₂ дано содержание SO₃.

Таблица 25 (продолжение)

Компоненты	Кратер Белянкина, конус			Там же, поток		
	14	15	16	17	18	19
H ₂	1952,	2133,	—	3673	3129,	4576,
CH ₄	—	—	—	—	—	—
CO	3241,	2653,	—	2655,	3713,	6573,
CO ₂	1940,	950,	2488,	538,	1227,	2538,
H ₂ S	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—
SO ₂	—	—	292,	990,	991,	1529,
HCl	5477,	2683,	146,4	5811,	9048,	4576,
HF	450,	102,	—	287,	122,5	—
H ₃ BO ₃	—	—	—	—	—	—
NH ₃	—	—	—	323,	618,	1009,
N ₂	530021,	808929,	595726,	888605,	1024306,	809152,
O ₂	104814,	174603,	133196,	164753,	199033,	186688,
T, °C	480	360	220	650	500	350
Дата отбора	17.09 1953	22.03 1954	18.09 1955	17.09	17.09	17.09

Кратер Былинкиной, конус				Там же, поток		Кратер Белянкина, конус	
6	7	8	9	10	11	12	13
313,40	540,56	164,54	357,07	0,0	313,34	6201,	5804,
—	—	—	—	—	—	—	—
251,05	540,56	246,80	240,30	0,0	0,0	4420,	4464,
125,54	677,88	345,52	595,68	351,05	250,28	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
62,32	130,78	164,54	379,07	0,0	125,14	—	—
125,54	270,28	246,80	120,15	188,00	62,07	5996,	11161,
12,46	19,62	—	0,0	0,0	0,0	514,	893,
—	—	—	—	—	—	—	—
0,0	0,0	0,0	0,0	351,94	250,28	—	—
101123,5	216352,3	134398,6	190655,7	188442,5	250431,7	428260,	736607,
23387,3	50589,9	32319,5	46001,4	45135,2	61473,9	73713,	129464,
312	285	260	316	220	220	680	650
19.09	12.09	12.05	26.05	19.09	2.08	17.09	17.09
—	1956	1957	1959	1953	1954	1953	—

Там же, конус, конденсаты					Там же, поток, конденсаты		
20	21	22	23	24	25	26	27
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,63	2,34	2,56	1,71	0,49	—	—	—
97,29	154,54	157,64	66,84	9,67	81,11	187,70	229,70
51,84	93,48	82,37	8,32	1,16	12,16	16,05	10,79
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	0,56	—	—	14,35	2,00	4,17
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
830	520	460	360	220	830	640	500
28.07	17.09	18.03	22.03	09	25.07	17.09	17.09
1953	—	—	1954	1955	1953	—	—

Т а б л и ц а 25 (продолжение)

Компоненты	Кратер Вернадского, конденсат			Кратер Крыжановского		Там же, конденсат
	28	29	30	31	32	33
H ₂	635,5	318,9	—	289,5	—	—
CH ₄	—	—	—	—	—	—
CO	475,9	424,7	—	643,3	229,2	—
CO ₂	473,0	170,9	—	406,8	228,6	—
H ₂ S	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—
SO ₂	—	—	0,47	39,73	45,24	2,72
HCl	1108,5	319,9	97,29	491,9	91,67	77,98
HF	156,7	49,74	24,00	20,81	—	13,79
H ₃ BO ₃	—	—	—	—	—	—
NH ₃	—	—	0,94	—	—	3,63
N ₂	253451,	171662,	—	172406,	186218,	—
O ₂	58416,	39647,	—	38265,	42124,	—
T, °C	420	360	420	400	380	360
Дата отбора	8.09 1956	8.09	8.09	8.09	8.09	8.09

Т а б л и ц а 25 (продолжение)

Компоненты	Кратер Туйла					
	40	41	42	43	44	45
H ₂	1129,	5825,	3816,	18473,	12338,	1295,
CH ₄	—	—	—	—	—	—
CO	2700,	6682,	13715,	131279,	18817,	212,7
CO ₂	358,	—	—	—	—	—
H ₂ S	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—
SO ₂	—	—	—	—	—	—
HCl	721,9	3673,	52,75	7468,	2327,	67,75
HF	—	—	—	—	—	—
H ₃ BO ₃	—	—	—	—	—	—
NH ₃	—	—	—	—	—	—
N ₂	722768,	667949,	721133,	3762130,	1833147,	696954,
O ₂	165178,	162985,	174372,	933130,	458519,	176820,
T, °C	380	340	400	400	420	404
Дата отбора	1935	1936	—	1937	—	1947

Кратер Киргурич				Там же, конденсат	
34	35	36	37	38	39
11284,	1884,	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
4763,	7984,	—	—	—	—
—	—	1080,	1641,	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	22,05	—	0,79	1,31
377,8	777,1	—	—	1,30	1,97
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
1640414,	1381696,	441468,	524225,	—	—
448534,	325378,	108576,	130646,	—	—
250	250	294	208	294	208
—	—	—	13.09	—	—
1936	1937	1964	1956	1954	1956

	Кратер Билюкай				Кратер Заварицкого		
	46	47	48	49	50	51	52
297,6	—	—	—	—	173,1	1109,	1336,
—	—	—	—	—	—	—	—
446,4	—	1071,	1010,	—	84,48	660,	1038,
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	608,8	—	51,51	219,9	305,0
—	223,2	4286,	815,8	—	103,0	751,86	744,4
—	—	—	—	—	—	35,09	29,05
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	8,63	177,9
238393,	—	142304,	324472,	—	137552,	350601,	211875,
58482,	—	30893,	81169,	—	33740,	88620,	58333,
270	800	350	170	—	232	358	500
1948	1938	1939	1946	—	—	1949	—

Т а б л и ц а 25 (продолжение)

Компоненты	Кратер Левинсон-Лессинга				Кратер Апахончич, конус	
	53	54	55	56	57	58
H ₂	634,1	342,9	46,7	354,01	311,9	656,5
CH ₄	—	—	—	—	—	—
CO	106,5	153,9	70,05	69,84	132,2	87,5
CO ₂	—	—	—	—	—	—
H ₂ S	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—
SO ₂	—	516,5	93,4	426,3	—	218,8
HCl	273,9	85,7	23,35	49,89	233,9	131,3
HF	—	—	—	2,72	—	—
H ₃ BO ₃	—	—	—	—	—	—
NH ₃	—	—	—	4,26	—	—
N ₂	324670,	273790,	36938,	112358,	41123,	346860,
O ₂	80154,	68510,	9526,	28416,	10352,	89720,
T, °C	460	264	240	490	460	268
Дата отбора	1946		1948	1949	1957	1948

Т а б л и ц а 25 (окончание)

Компоненты	Там же, конденсаты					
	66	67	68	69	70	71
H ₂	0,00	0,00	0,00	—	—	—
CH ₄	0,00	—	0,00	—	—	—
CO	0,00	0,00	0,00	—	—	—
CO ₂	889,98	415,7	4416,5	—	—	—
H ₂ S	0,00	0,00	0,00	—	—	—
S	1,38	16,5	4,51	—	—	—
SO ₂	0,00	0,00	0,00	29,99	0,34	8,22
HCl	59,4	3327,8	44,2	235,0	0,25	5,50
HF	296,7	166,6	44,2	5,26	0,01	0,21
H ₃ BO ₃	—	—	—	0,07	—	—
NH ₃	3,00	2,36	—	0,57	0,17	0,83
N ₂	2965353	3556203,	35804473	—	—	—
O ₂	751133	904644,	8838383,	—	—	—
T, °C	350	300	130	320	250	150
Дата отбора	20.08	.03	.06	22.01	20.08	21.01
	1967					

Побочные кратеры Пийпа

Побочные кратеры Пийпа				
59	60	61	62	63
172,23	13,44	0,00	0,00	0,00
362,9	20,18	—	—	0,00
0	0	0,00	0,00	0,00
38,4	22,87	243,78	318,25	29,49
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
287,05	2,01	24,35	2,87	1,93
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1893,7	2,69	1583,0	396,7	461,77
42,01	0,11	560,1	12,52	108,1
—	—	—	—	—
4,20	2,01	—	5,3	2,96
15059	3654	1175319,	1116992,	76190,
36661,	992,	98172,	277544,	26092,
320	250	500	500	450
22.01	08	03	20.08	18.06
1967				

72	73	74	75	76	77
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
0,34	0,00	0,59	0,55	0,51	2,7
17,10	120,0	41,4	60,0	10,5	42,4
0,18	77,0	1,32	14,6	52,6	21,6
—	0,09	—	3,08	—	—
0,11	0,02	0,55	0,55	0,55	0,42
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
120	500	500	450	350	300
6.06	.03	20.08	18.06	20.08	.03
1967					

Таблица 26

Содержание некоторых компонентов в фумарольных газах вулкана Безымянного (ммоль/кг, Н₂О)

Компоненты	Кратер					Купол		
	1	2	3	4	5	6	7	
H ₂	7440,5	—	—	111,5	261,2	—	—	
CH ₄	—	—	—	—	—	—	—	
CO	—	—	—	66,9	—	—	—	
CO ₂	—	8752,1	338203	556,9	919,6	—	—	
H ₂ S	—	—	—	—	—	—	—	
S	—	—	—	—	—	—	—	
SO ₂	—	—	6764,1	335,1	6,6	4,46	39,35	
HCl	2232,1	—	3246,8	135,000	395,1	3,58	54,99	
HF	—	—	—	—	—	0,06	—	
H ₃ BO ₃	—	—	—	—	—	0,02	—	
NH ₃	—	—	—	—	—	—	—	
N ₂	1961805	1791132	2031926	185179	210872	—	—	
O ₂	510913	366245	324675	36830	49369,7	—	—	
T, °C	250	230	190	190	194	194	220	
Дата отбора	6.05 1960	6.05 1960	15.08 1960	21.07 1959	16.07 1960	30.07 1962	25.08 1962	

Примечание. Таблица составлена по данным О.Г. Борисова и др. [29]; Л.А. Башариной [22]; И.А. Меняйлова и др. [89]; Е.К. Серафимовой [146].

До 1960 г. фумарольная деятельность вулкана Безымянного исследовалась только на агломератовом потоке, так как частые и сильные взрывы (рис. 6), сопровождавшие рост купола, не позволяли проводить изучение фумарол в кратере [22, 56]. После формирования агломератового потока основные фумаролы были сконцентрированы вдоль узкой линии в южной части потока, фиксируя, по мнению Г.С. Горшкова [49], погребенное русло реки. Температура фумарол на агломератовом потоке колебалась в пределах 98–110°C. Состав их газов и конденсатов подробно описан Л.А. Башариной [22] и в данной работе не приводится. Табл. 26 содержит сведения о составе фумарольных газов вулкана Безымянного, в основном приуроченных к различным участкам фумарольной деятельности, связанной с ростом экструзивного купола.

ГАЗЫ И КОНДЕНСАТЫ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ

Наблюдения за фумарольной деятельностью вулкана Шивелуч можно разбить на два этапа: до извержения в ноябре 1964 г. и после извержения. Однако состояние вулкана Шивелуч до ноября 1964 г. нельзя было считать спокойным, так как с конца 1944 по 1949 г. у подножия кратерной вершины вулкана формировался андезитовый купол Суелич [16–19].

Наблюдения за фумарольной деятельностью вулкана проводились на кратерной вершине, на старом куполе Каран и на новом куполе Суелич (рис. 7). С 1937 по 1964 г. температурный режим на фумарольных пло-

Купол	Фумарола 2							
	8	9	10	11	12	13	14	15
—	25,5	—	—	—	—	—	—	—
—	0	—	—	—	—	—	74,77	—
—	0	—	—	—	—	—	—	—
—	32,6	192,41	264,5	613,4	1507,5	1363,3	618,6	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	0,38	9,68	1,51	1,38	59,26	135,0	—
133,38	205,9	—	—	—	—	—	—	9,84
106,54	39,8	2,31	6,43	12,16	26,01	408,5	379,9	—
—	—	26,9	—	3,02	4,15	182,0	225,5	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	0,15	0,14
—	7916,5	29205	25017	11426,9	25289	30063	10607,1	—
—	1972,2	7577	6883,5	3164,7	6618	5064	2885	—
450	450	480	485	330	550	205	300	—
.08	23.07	4.07	15.08	15.08	4.07	18.08	1.07	—
1962	1964	1967	1966	1966	1967	1966	1967	—

щадках кратерной вершины претерпевал изменения. До 1949 г. верхняя температура держалась в пределах 90–102°C. В 1949 г., на участке центрального поля, расположенного ближе к куполу Суелич, было отмечено повышение температуры до 258°C [19]. Такая температура фумарольных газов держалась до 1957 г.; в 1958 г. она резко снизилась до 90–91°C, а в 1959 г. поднялась до 100–120°C [19]. Далее, вплоть до извержения 1964 г., температура фумарол была в пределах 90–94°C. Во время формирования купола Суелич опробование фумарольных газов на куполе не производилось. Максимальная температура лавы оценивается около 930°C, температура фумарольных газов 500°C. Отбор фумарольных газов производился на агломератовых потоках с температурой 120–220°C. Лишь в 1953 г. были отобраны газы и конденсаты на фумарольных полях купола. Температура на куполе в этот период достигала 295°C.

Температура газов на куполе Каран на время наблюдений (1938–1963 гг.) находилась в пределах 80–96°C.

В результате извержения вулкана в 1964 г. на месте куполов кратерной вершины Шивелуча образовался открытый к югу эксплозивный кратер (2×3,5 км), названный Новым. Т.П. Кирсанова [66] выделила две крупные воронки взрыва: Северную и Южную, осложненные серией мелких. Наиболее активная фумарольная деятельность была сосредоточена в центральной воронке-бокке (расположенной в северной воронке взрыва), где температура достигала 500–300°C и наблюдались самые высокие скорости истечения газов. Для наблюдений была выбрана доступ-



Р и с. 6. Вулкан Безымянный, в его кратере – экструзивный купол (фото В.А. Подтабачного)



Р и с. 7. Вулкан Шивелуч, в центре кратера экструзивный купол Суелич (фото В.А. Подтабачного)

ная фумарола центральной воронки (фумарола 5), температура которой в период с 1965 по 1977 г. снизилась с 280 до 98°C.

Фумарола 8 приурочена к западной воронке-бокке, которая расположена в западной стенке кратера на стыке двух взрывных воронок. На дне воронки имелись две фумарольные площадки. В 1966 г. наблюдалось вишнево-красное свечение пород и температура газов оценивалась в отдельных выходах в 500°C. К 1970 г. температура снизилась до 240–300°C. Температура фумаролы 8 за период наблюдений упала до 140°C.

Фумарола 3 расположена на трещине на юго-восточном склоне куполовидного поднятия Северной воронки взрыва. Ширина трещины 2–3 м в верхней части и 4–5 м в нижней, протяженность около 30 м. Многочисленные выходы газов приурочены ко дну и стенкам трещины, устья выходов обильно инкрустированы кристаллической серой. Температуры с первых лет наблюдений установились в пределах 96–100°C.

Фумарола 4 названа так условно, так как отбор газов проводился из рассредоточенного выхода на фумарольном поле, приуроченном к вершинной части куполовидного поднятия в Северной воронке взрыва. Температура парящего грунта составляла 92–96°C.

Фумаролы 5 и 6 находятся на фумарольном поле у подножия восточной стенки Северной воронки взрыва. Сама стенка — это часть экструзивного купола Суелич, оставшаяся после взрыва. Температура фумарол на участке, доступном для наблюдения, составляла 96–360°C.

Фумарола 2 расположена на втором фумарольном поле Южной взрывной воронки. В 1965 г. здесь наблюдалась температура до 240°C. Поле постоянно засыпалось свалами камней, поэтому точка отбора не была постоянной во время наблюдения, хотя температура в точках отбора проб оставалась в пределах 92–96°C.

Участками парогидротермальной активности в Новом кратере вулкана Шивелуч, за которыми велись наблюдения, были также оз. Горячее и руч. Термальный. Озеро Горячее лежит в сдвоенной воронке-бокке в 50 м к западу от центральной воронки. Площадь водной поверхности озера около 30 X 50 м, глубина неизвестна. В центре озера, а также у северного и восточного берегов наблюдается интенсивная подпитка воды газами, создающая впечатление кипящей воды. Температура озера изменялась от 70–86°C в 1965 г. до 55°C в 1970 г.

Ручей Термальный берет начало у ледника, расположенного выше фумаролы 8. Основное тепловое и вещественное "питание" вод ручья происходило на участках второго фумарольного поля Южной воронки взрыва и несколько выше него. Температура воды в местах подпитки ручья достигала 78–90°C, далее по течению падала до 21–42°C.

После детальных наблюдений за фумарольной активностью вулкана Шивелуч в 1966–1970 гг., проводимых в основном Т.П. Кирсановой [66], отбор и детальный анализ газов не проводились до 1979 г. В 1979, 1980 гг. вулкан Шивелуч был обследован группой сотрудников ИВ ДВНЦ АН СССР, были отобраны пробы газов и конденсатов [66]. По сравнению с 1971–1972 гг. видимого изменения активности не было отмечено, за исключением Центральной группы фумарол. Состав газов и конденсатов вулкана Шивелуч приведен в табл. 27. Во всех случаях здесь даны результаты анализа проб с температурой в точке отбора $\geq 200^\circ\text{C}$.

Таблица 27

Содержание некоторых компонентов в фумарольных газах вулкана Шивелуч (ммоль/кг Н₂О)

Компо- ненты	Кратерная вершина				Кратер Новый		
	Купол Суелич				Фумарола 5		
	1	2	3	4	5	6	
H ₂	295,8	1973,7	—	1516,5	0,00	—	
CH ₄	—	—	—	—	0,57	1,43	
CO	167,4	986,8	—	2085,2	0,00	—	
CO ₂	3309,2	28290,	3472,0	1706,0	849,0	533,6	
H ₂ S	—	—	2083,0	—	14,16	101,1	
S	—	—	—	—	—	—	
SO ₂	1757,8	1644,7	6250,0	853,0	22,81	69,71	
HCl	61,4	—	3317,3	3317,3	63,86	47,63	
HF	—	—	—	—	0,00	0,15	
H ₃ BO ₃	—	—	—	—	—	—	
NH ₃	—	—	—	—	—	—	
N ₂	2854,2	3680450,	7881940,	266483,	392,8	591,4	
O ₂	7213	949248,	1994050,	67445,	97,0	143,1	
T, °C	280	214	266	295	250	280	
Дата отбора	2.09	11.09	11.09	2.09	01.10	30.07	
	1953	1946	1946	1953	1965	1966	

Таблица 27 (продолжение)

Компо- ненты	Кратер Новый					
	Фумарола 8		Фумарола 7			
	14	15	16	17	18	19
H ₂	—	—	1,20	0,00	0,00	0,93
CH ₄	1,37	1,55	1,20	1,12	0,00	0,21
CO	—	1,55	0,00	0,00	0,27	0,00
CO ₂	126,1	1236,2	6142,	7407,	818,9	968,5
H ₂ S	4,94	3,09	—	11,89	3,76	15,15
S	—	—	—	—	—	3,71
SO ₂	8,93	9,40	158,	12,77	30,45	4,33
HCl	48,61	36,32	13,13	2,13	42,28	37,72
HF	—	—	0,00	0,00	—	0,00
H ₃ BO ₃	—	—	—	—	—	—
NH ₃	—	—	—	—	—	—
N ₂	592,3	198,6	135,3	725,2	6236,	67,95
O ₂	167,6	90,79	45,1	288,9	34,0	16,99
T, °C	220	200	300	240	360	216
Дата отбора	31.07	26.08	04.09	.07	.07	11.09
	1967	1968	1965	1967	1968	1979

Кратер Новый							
Фумарола 5					Фумарола 8		
7	8	9	10	11	12	13	
0,72	—	—	—	—	—	—	
1,34	1,05	3,02	0,00	1,82	3,37	0,00	
—	—	—	0,51	—	—	—	
941,6	984,8	579,5	891,0	969,1	1156,0	337,4	
—	2,21	8,51	7,63	8,55	62,06	2,15	
—	—	—	—	—	—	—	
53,89	12,96	56,51	14,96	17,43	17,61	12,62	
30,85	52,69	147,3	103,6	72,28	10,12	38,48	
0,10	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	
290,5	45,32	163,3	257,3	165,8	397,5	502,2	
76,2	17,00	130,7	120,1	160,1	124,9	223,2	
280	205	230	200	200	300	240	
30.08	7.04	10.07	24.08	25.08	31.07	16.07	
1966	1967	1967	1968	1968	1966	1967	

Кратер Новый							
Кратерная вершина, конденсаты							
20	21	22	23	24	25	26	
—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	
71,91	0,71	6,96	6,37	12,28	13,80	30,82	
—	—	—	—	—	—	—	
280,98	7461,	74,67	75,01	73,82	56,22	84,01	
1,10	442,	0,05	0,24	0,26	—	—	
0,16	0,07	—	—	6,34	—	—	
—	—	1,11	0,00	0,00	0,00	0,83	
—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	
280	295	250	280	280	205	230	
2.09	2.09	1.09	30.07	30.07	04	10.07	
1953	1953	1965	1966	1966	1967	1967	

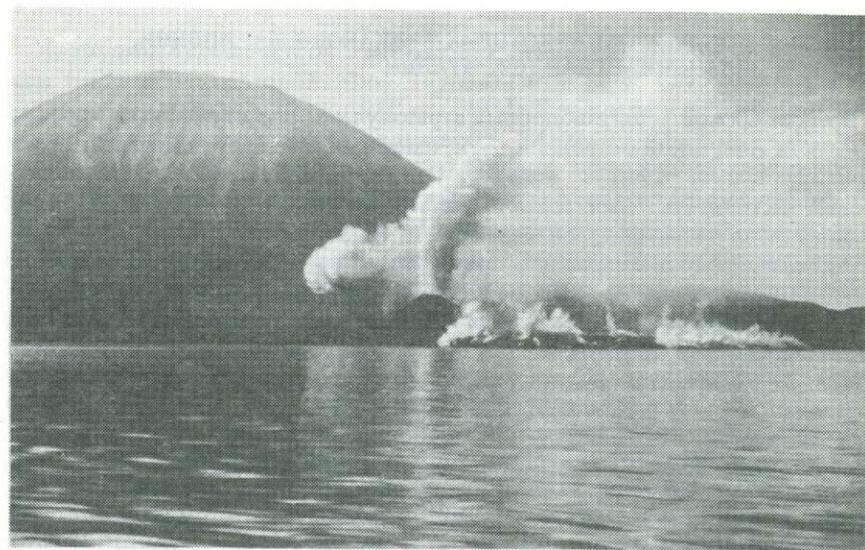
Компоненты	Кратер Новый				
	Фумарола 6, конденсаты		Фумарола 8, конденсаты		
	27	28	29	30	31
H ₂	—	—	—	—	—
CH ₄	—	—	—	—	—
CO	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—
H ₂ S	—	—	—	—	—
S	14,31	16,36	1,96	3,97	2,95
SO ₂	—	—	—	—	—
HCl	74,02	56,02	20,00	18,82	20,00
HF	0,30	0,25	0,00	0,16	0,16
H ₃ BO ₃	6,24	4,71	—	—	—
NH ₃	0,04	0,06	0,00	0,00	0,00
N ₂	—	—	—	—	—
O ₂	—	—	—	—	—
T, °C	200	200	300	300	220
Дата отбора	24.08 1968	25.08 1968	31.07 1966	15.08 1966	16.07 1967

ГАЗЫ И КОНДЕНСАТЫ ВУЛКАНОВ АЛАИД И ТЯТЯ (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

Вулкан-остров Алаид — северный остров Курильской островной дуги. У подножия конуса вулкана расположено более 30 небольших шлаковых конусов, нередко с лавовыми потоками [1]. Большинство этих конусов расположено в ослабленной зоне запад-северо-западного направления, проходящей через центральный кратер. К этой же зоне приурочен и Олимпийский прорыв 1972 г. (рис. 8). Газы отбирались во время извержения, когда интенсивная фумарольная деятельность отмечалась на лавовом потоке, шлаковом конусе и в эксплозивных воронках (табл. 28). Обращает на себя внимание проба 8, отобранная в центре шлакового конуса, по-видимому, очень высокие концентрации газовых компонентов по отношению к воде связаны с заниженным определением воды в газах. В работе [1] приводится анализ пробы из этой же точки, где содержание воды отмечено нулевым значением, по-видимому, это все-таки не верно и связано с определенными трудностями при отборе газов и определении соотношения газ—конденсат.

В табл. 28 приведены анализы газа (9) и конденсата (10), отобранные авторами в 1973 г. на побочном базальтовом извержении вулкана Тятя сразу после окончания извержения. Ход извержения вулкана Тятя в 1973 г. описан Е.К. Мархининым и др.

	Кратер Новый					
	Фумарола 5, конденсаты				Конденсаты	
	32	33	34	35	36	37
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	1,58	—
—	2,24	1,35	8,62	2,86	2,62	12,45
—	—	—	—	—	—	—
—	20,59	25,42	11,59	22,51	40,00	100,60
—	1,47	0,00	0,16	0,16	0,01	0,01
—	—	—	6,07	5,98	2,83	—
—	0,83	0,25	0,02	0,02	0,58	0,02
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	220	220	200	200	216	310
—	16.07	09.	26.08	20.04	—	—
—	1967	1967	1968	1969	1979	1979



Р и с. 8. Прорыв Олимпийский у подножья вулкана Алаид (фото В.А. Подтабачного)

Таблица 28

Содержание некоторых компонентов в фумарольных газах вулкана Алаид и Тятя (ммоль/кг Н₂О)

Компоненты	Вулкан Алаид, Олимпийский прорыв			
	1	2	3	4
H ₂	64,63	278,19	55,52	0,00
CH ₄	10,92	46,23	5,56	0,00
CO	—	—	—	—
CO ₂	111,38	778,12	10433,6	356,88
H ₂ S	18,18	12,48	20,77	0,00
S	—	—	—	—
SO ₂	7,26	96,35	26,91	4,59
HCl	347,2	767,49	381,07	377,6
HF	30,69	66,68	99,95	502,7
H ₃ BO ₃	—	—	—	—
NH ₃	—	—	—	—
N ₂	5494,09	4818,4	3482,1	9749,
O ₂	1543,8	1272,	949,7	2483,
T, °C	280	280	280	580
Дата отбора	24.08	1.09	3.09	25.08
Год	1972			

Примечание. Таблица составлена по данным Г.П. Авдейко и др. [1]; пробы 9, 10 — данные Ю.П. Трухина и Р.А. Шувалова.

Вулкан Алаид, Олимпийский прорыв				Вулкан Тятя	
5	6	7	8	9	10
0,00	0,00	39,31	31130,4	7,44	—
0,00	0,00	0,00	0,00	96,73	—
—	—	—	—	52,1	—
904,88	652,6	80,43	7364,4	13392,9	—
0,00	0,00	39,31	0,00	0	—
—	—	—	—	—	—
3,56	9,64	4,45	3533,0	—	3,33
2618,0	1885,3	441,7	15635,4	—	101,41
433,6	973,0	2,63	830,61	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	105,32
29217,	42627,	38743,	139764,	56398,8	—
3332,	3119,	2834,	14854,	4464,3	—
260	450	180	900	520	520
28.08	2.09	3.09	14.09	27.07	27.07
				1973	

ГАЗЫ И КОНДЕНСАТЫ НЕКОТОРЫХ ВУЛКАНОВ США, ЯПОНИИ, НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ, ИСЛАНДИИ, ИТАЛИИ

Вулкан Окмок — щитоподобный стратовулкан, расположенный в восточной части Алеутской островной дуги, имеющий кальдеру диаметром 12 км [14, 52]. В 1945, 1946 гг. кальдера Окмок находилась в стадии вулканической активности, был излит базальтовый поток [171]. Имеется два анализа газов с температурой менее 100°С (табл. 29).

Вулкан Усу (о-в Хоккайдо) представляет собой стратовулкан с двумя лавовыми куполами внутри вершинного кратера. На северо-восточном склоне вулкана расположен купол Шова-Шинзан гиперстеновых дацитов, образовавшийся в 1943–1945 гг. [14, 52, 171]. Пробы газов, приведенные в табл. 29, отобраны из фумарол на склонах купола.

Вулкан Насу (о-в Хонсю) — сложная вулканическая постройка, состоящая из четырех вулканов, по В.А. Апродову [14], и стратовулканов, по И.И. Гущенко [52]. Самым активным является вулкан Шоусуяма [171]. В.А. Апродовым он назван Тиаусу, И.И. Гущенко — Тьяусу-даке. Вулкан Шоусуяма увенчан лавовым андезитовым куполом с многочисленными фумаролами, имеющими температуру до 400°С. Состав газов приведен в табл. 29.

Активный вулкан-остров Уайт (Новая Зеландия) расположен на северном окончании рифтовой зоны Таупо-Пленти [14]. Слабые извержения наблюдались в 1929 и 1933–1940 гг. [171]. Продукты извержения — андезиты. Состав фумарольных газов приведен в табл. 29.

Вулкан Катмай и прилегающий район. Вулкан Катмай представляет собой стратовулкан, сложенный андезитами и дацитами, имеет вершинную кальдеру диаметром 5 км, дно кальдеры заполнено озером, имеющим в поперечнике 3 км [14]. В юго-восточной части соммы расположен вулкан Тридент, на северо-западном склоне которого имеется паразитический конус Новарупта. В июне 1912 г. из этого конуса произошло извержение пирокластике риолитового состава [171], заполнившей ледниковую долину Десяти тысяч дымов, расположенную на склонах вулкана Катмай. Состав фумарольных газов этого района представлен в табл. 29.

Вулкан Гекла (Исландия) расположен в цепочке активных вулканов, проходящей в северо-восточном — юго-западном направлении. Вулкан сложен в основном базальтами и андезитами. Вулкан Гекла является центром трещинного комплекса длиной 27 и шириной 2–5 км, который питает группу конусов [14]. Состав фумарольных газов см. в табл. 29.

Вулкан Везувий (Италия) — сомма-вулкан с диаметром соммы 15 км, диаметром молодого конуса 3 км, диаметром кратера 1 км. На внешних скло-

Таблица 29

Содержание некоторых компонентов в фумарольных газах Японии, США, Новой Зеландии, Исландии, Италии (ммоль/кг Н₂O)

Компоненты	Кальдера Окмок		Вулкан Усу, купол Шова-Шинзан				
	1	2	3	4	5	6	7
H ₂	—	—	350,84	194,21	9,89	78,31	101,09
CH ₄	—	—	0,96	1,22	—	0,49	0,32
CO	—	—	1,91	1,22	—	0,35	—
CO ₂	205,96	312,54	684,68	602,94	299,57	161,80	262,82
H ₂ S	—	—	0,23	1,30	32,15	1,12	0,40
S	—	—	0,12	0,06	—	—	—
SO ₂	232,25	186,73	24,50	11,46	11,30	10,65	6,71
HCl	0,00	0,00	20,51	11,85	12,21	25,05	21,79
HF	0,00	0,00	12,53	8,89	1,84	10,08	11,16
H ₃ BO ₃	—	—	3,61	1,94	0,52	—	1,69
NH ₃	—	—	0,07	0,04	1,00	—	0,24
O ₂	—	251,65	1,81	1,52	0,73	0,00	0,06
N ₂	2483,17	1246,16	32,25	30,43	49,75	7,81	14,54
T, °C	96,5	98	760	525	220	656	750
Дата и год отбора	26.09 1946	26.09	.09 1954	.09	.09	.08 1957	7.07 1959

Таблица 29 (продолжение)

Компоненты	Вулкан Насу						Вулкан Уайт	
	18	19	20	21	22	23	24	25
H ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
CH ₄	—	—	—	—	—	—	—	4,07
CO	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	165,02	91,63	67,73	163,05	124,26	65,40	2132,6	1937,2
H ₂ S	950,38	546,00	377,25	543,22	452,77	1052,41	—	—
S	66,97	202,71	222,51	100,44	163,80	115,44	—	—
SO ₂	394,21	105,26	172,80	139,02	190,27	381,73	58,4	54,9
HCl	11,46	8,41	4,62	6,52	5,59	5,17	730,4	38,7
HF	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₃ BO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
NH ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
O ₂	54,52	9,26	23,37	39,02	22,52	118,61	—	—
N ₂	199,55	66,71	98,01	299,59	81,80	517,58	—	7,15
T, °C	385	198	138	210	136	120	129	?
Дата и год отбора	.09 1956	.06	.09	.06	.09	.09	? 1927	.01 1955

Вулкан Усу, купол Шова-Шинзан

	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	81,00	67,67	24,63	45,35	78,20	36,99	21,27	0,00	19,53	—
	0,46	0,44	0,67	0,18	0,35	0,80	0,72	0,00	0,23	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	202,00	204,28	438,31	198,53	180,46	475,71	438,25	218,58	109,72	58,53
	2,05	1,68	5,15	0,84	2,50	5,58	4,87	2,91	6,13	889,33
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,82
	4,96	5,08	0,58	5,58	4,97	0,74	2,01	3,92	0,72	354,89
	28,47	27,35	7,27	31,84	37,36	7,87	8,41	41,92	6,69	1,95
	11,70	11,15	4,23	17,90	12,35	3,45	2,53	4,65	0,62	—
	1,75	1,67	1,02	2,34	2,35	1,02	1,04	2,45	0,70	—
	0,02	0,03	0,48	0,06	—	0,04	0,01	0,03	0,01	—
	0,00	0,00	0,00	2,80	0,00	0,45	0,95	37,52	0,00	56,83
	10,61	11,73	23,52	116,89	12,84	29,15	36,42	153,47	14,47	733,33
	700	645	464	460	430	328	300	203	194	400
	9,07	1,07	4,07	8,07	4,07	6,07	4,07	10,07	1,07	.06
	1959									

Вулкан Катмай

	26	27	28	29	30	31	32	33	34
	—	—	—	—	—	?	?	?	?
	—	—	—	—	—	0,03	0,01	0,00	0,03
	—	—	—	—	—	0,04	0,007	0,02	0,06
	—	—	—	—	—	8,19	2,26	1,51	2,39
	9,39	55,26	6,11	2,78	4,44	5,50	1,28	4,31	11,98
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	33,24	314,56	31,67	6,00	4,44	—	—	—	—
	30,34	55,26	17,78	2,33	2,22	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	0,16	0,03	0,00	0,06
	—	—	—	—	—	8,31	1,97	10,22	13,24
	300	250	250	100	100	255	244	177	98
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1917								

Таблица 29 (окончание)

Компоненты	Вулкан Катмаи						
	35	36	37	38	39	40	41
H ₂	?	?	?	?	?	?	?
CH ₄	1,20	4,61	38,03	13,43	0,14	0,32	0,00
CO	0,19	0,41	0,61	0,67	0,04	0,17	0,17
CO ₂	10,26	24,68	241,55	78,33	4,58	4,13	6,01
H ₂ S	15,73	15,97	24,03	3,55	15,07	19,66	11,19
S	—	—	—	—	—	—	—
SO ₂	—	—	—	—	—	—	—
HCl	—	—	—	—	—	—	—
HF	—	—	—	—	—	—	—
H ₃ BO ₃	—	—	—	—	—	—	—
NH ₃	—	—	—	—	—	—	—
O ₂	0,67	2,83	3,35	1,11	0,24	0,22	0,33
N ₂	5,24	13,38	27,14	14,24	2,11	3,23	147,66
T, °C	414	303	290	238	253	96	122
Дата и год отбора	1919	—	—	—	—	—	—

Примечание. Таблица составлена по данным Д.Е. Уайта, Г.А. Уоринга [171].

нах соммы располагаются побочные кратеры. Современные изверженные породы представлены тейфритовыми лейцитами [14]. Состав фумарольных газов см. в табл. 29.

НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О ЕСТЕСТВЕННЫХ КОНДЕНСАТАХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГАЗОВ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ И КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Все предшествующие публикации дают представление о составах вулканических газов и одновременно в составах конденсатов вулканических газов в условиях их конденсации без разбавления грунтовыми водами. Однако в действительности подобные идеальные условия конденсации вулканических газов почти не реализуются. Во всяком случае можно с уверенностью это утверждать по отношению к условиям поверхностной дегазации магматического вещества. Данные о составе естественных конденсатов вулканов Шивелуч, Мутновский, Эбеко, Менделеева, Малый Семячик приведены в табл. 30. Сопоставление этих данных с составами вулканических газов и конденсатов (см. табл. 19–29) показывает, что формирование естественных конденсатов вулканических газов происходит в условиях значительного, а в ряде случаев интенсивного разбавления грунтовыми водами преимущественно метеорного происхождения. Однако в некоторых случаях в условиях разгрузки на поверхность земли вулканических газов в виде

	Вулкан Гекла				Вулкан Везувий				
	42	43	44	45	46	47	48	49	50
?	?	750,1	0,00	1015,9	Сл.	409,6	15,0	—	
0,19	0,42	—	—	0,0	0,0	0,0	?	—	
0,06	0,18	—	—	0,0	0,0	113,8	15,0	—	
3,41	7,45	3000,3	965,3	9035,7	5938,2	614,4	469,7	—	
28,26	11,96	—	—	0	0,0	0,0	0,0	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	0,0	0,0	0,0	0,0	6575,3	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	641,6	Сл.	0,0	0,0	1705,9	
—	—	—	—	—	—	—	—	6,63	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	111762,5	71916,7	3048,2	5333,7	3504,9	2626,8	—	
—	—	549811,5	353791,7	12692,5	22117,1	16211,3	12577,4	—	
0,10	0,09	600	600	300	300	280±300	280±300	220±	
1,32	2,06	—	—	—	—	—	—	±286	
98	440	27,04	27,04	—	—	—	—	—	
—	—	1951	1951	1906	1906	1907	1907	1917	

бессточных котлов возможно, наоборот, значительное вторичное насыщение формирующихся растворов компонентами вулканических газов, отличающихся в условиях низких давлений и температур ($P = 1$ атм, $T = 100–150^{\circ}\text{C}$) высокой растворимостью и низкой летучестью (HCl, HF, H₃BO₃ и др.). Ярким тому примером являются бессточные котлы северо-западного кратера Мутновского вулкана.

ОККЛЮДИРОВАННЫЕ ГАЗЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Дополнительную информацию о составе магматических флюидов дают материалы о составах окклюдированных газов вулканических пород. Анализируемые породы, содержащие окклюдированные газы, должны быть совершенно свежими или же находиться на поверхности в течение ограниченного времени. В табл. 31 приведены такие данные для некоторых вулканов США, Японии, Мексики, Италии и др. К сожалению, ни в советской, ни в зарубежной литературе нет сведений об одновременном определении состава продуктов дегазации лавовых потоков и состава окклюдированных газов той же порции лавы после ее затвердевания в естественных условиях или после искусственной закалки небольшого объема жидкой лавы. Подобные данные имеют огромное значение для решения ряда вопросов о процессах дегазации магматического вещества как в близповерхностных, так и в глубинных условиях.

Естественные конденсаты фумарольных газов

Компо- ненты	Вулкан Шивелуч						
	оз. Горячее						
	1	2	3	4	5	6	7
H ₂	—	—	—	—	—	—	—
CH ₄	—	—	—	—	—	—	—
CO	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ S	—	—	—	—	—	—	—
S	28,40	15,81	29,11	35,40	12,29	28,72	29,58
SO ₂	—	—	—	—	—	—	—
HCl	8,12	1,10	1,16	0,59	1,89	1,04	1,27
HF	—	—	—	—	—	0,05	0,05
H ₂ BO ₃	—	—	—	—	—	—	—
NH ₃	0,25	0,02	0,06	0,00	0,00	0,01	0,01
O ₂	—	—	—	—	—	—	—
N ₂	—	—	—	—	—	—	—
T, °C	70÷86	65÷70	65–70	63÷65	63÷65	59÷63	59÷63
Дата и год отбора	09 1965	20.08 1966	9.08 1967	07	1.09	24.08 1968	26.08

Примечание. Таблица составлена по данным: 1–14 – Т.П. Кирсановой [66, 67]; 15–18 – Ю.П. Трухина, Р.А. Шувалова; 19–25 – Л.П. Никитиной и др. [91, 92]; 26–33 – Ю.П. Трухина, Р.А. Шувалова; 34 – А.П. Горшкова [46].

Т а б л и ц а 30 (окончание)

Компо- ненты	Вулкан Эбеко, С-В термальное поле						
	19	20	21	22	23	24	25
H ₂	—	—	—	—	—	—	—
CH ₄	—	—	—	—	—	—	—
CO	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ S	—	—	—	—	—	—	—
S	60,24	39,75	60,63	96,30	48,88	103,54	44,94
SO ₂	—	—	—	—	—	—	—
HCl	416,61	218,05	110,04	418,53	298,42	1542,4	939,10
HF	0,80	0,53	0,32	0,67	0,67	3,79	1,26
H ₂ BO ₃	—	—	—	—	—	—	—
NH ₃	—	—	—	—	—	—	—
O ₂	—	—	—	—	—	—	—
N ₂	—	—	—	—	—	—	—
T, °C	85,5	96	92	92	92	97,3	92,5
Дата и год отбора	1966		1967	1969	1966		1967

Вулкан Шивелуч							Вулкан Мутновский			
руч. Термальный							С-В кратер			
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
22,16	8,03	6,36	3,89	6,09	5,22	3,85	66,	4,8	18,5	17,5
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,39	11,59	0,31	10,01	43,50	1,33	1,13	785,	2,4	65,3	72,00
—	—	—	—	—	—	—	—	0,06	—	—
—	—	—	—	—	—	—	5,34	0,29	1,19	0,74
0,006	0,12	0,07	0,04	0,00	0,00	0,00	0,24	0,27	0,33	0,00
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
55	86	21	78	90	90	42	93	93	93	93
7.05	1.05	1.09	22.07	20.04	08	08	—	—	—	—
1970	1965		1966	1967			1978			

Вулкан Менделеева, С-З термальное поле									Вулкан Малый Семячик
26	27	28	29	30	31	32	33	34	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	
6,5	20,48	27,95	4,68	6,95	21,00	11,00	34,00	215,0	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	
0,14	0,16	0,14	0,20	0,14	0,23	0,12	0,15	248,1	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	
51	92,5	65	80,5	12	67,5	89	13,5	30–34	
1972					1973			1965	

Таблица 31

Состав газов, выделенных из пород (ммоль/кг H₂O)

Компоненты	Обсидианы						Риолиты
	1	2	3	4	5	6	7
H ₂	63,43	311,60	100,26	1324,19	225,59	45,07	
CH ₄	—	—	—	—	—	—	—
CO	442,74	45,40	20,10	4,67	4,33	18,01	—
CO ₂	880,45	111,33	919,28	44,20	402,24	43,36	22819,2
H ₂ S	—	—	—	—	—	—	—
S	460,95	0,000	16,18	45,00	0,0	0,0	—
SO ₂	—	—	—	—	—	—	—
HCl	3724,03	2263,88	575,10	1761,05	2049,76	77,75	—
HF	3972,71	9695,14	594,71	2592,28	5181,12	1279,69	—
H ₃ BO ₃	—	—	—	—	—	—	—
NH ₃	—	—	—	—	—	—	—
O ₂	—	—	—	—	—	—	—
N ₂	1819,31	2423,72	818,52	677,82	82,70	29,83	9773,7
V	1,19	1,45	27,10	4,89	55,3	214,86	0,36

Таблица 31 (продолжение)

Компоненты	Базальты				
	15	16	17	18	19
H ₂	258,2	322,1	3344,1	862,1	—
CH ₄	—	—	—	—	—
CO	101,6	28,1	1081,3	6440,8	—
CO ₂	8073,2	4637,3	11604,9	8061,1	141822,0
H ₂ S	—	—	—	—	—
S	2282,5	1463,3	357,9	1989,2	—
SO ₂	—	—	—	—	—
HCl	1832,0	1706,2	323,0	669,3	—
HF	4956,4	20905,6	0,0	0,0	—
H ₃ BO ₃	—	—	—	—	—
NH ₃	—	—	—	—	—
O ₂	—	—	—	—	5624,0
N ₂	192,3	1515,9	3937,8	5608,8	41568,5
V	6,9	5,0	6,2	3,9	0,242

Примечание. V — объем газов, выделенных из пород (см³/1 г породы).

Таблица составлена по данным Д.Е. Уайта, Г.Н. Уоринга [171], М. Шенью [184].
 1 — Калифорния, гора Биг Глясс, плотный горный обсидиан; 2 — Калифорния, гора Косо, плотный горный обсидиан; 3 — Калифорния, гора Биг Глясс, пемзовая фаза пробы 1; 4 — грубобузырчатая фаза пробы 2; 5 — Северная Мексика, Серро Ноагда, плотный горный обсидиан; 6 — там же, то же; 7 — Япония, Кодзу-Шима, риолит; 8 — лава Мон-Пеле, 1902; 9 — пемза Мон-Пеле, 1902; 10 — бомба Лассен-Пик, 1915; 11 — андезит; 12 — Япония, Асамайма, андезит; 13 — Япония, Самбойма, дацит; 14 — Мон-Пеле, стекловатая бомба; 15 — расплавленная лава Килауэа, 1916; 16 — лава

Андезиты и дациты						
8	9	10	11	12	13	14
169,49	340,98	244,2	217,00	—	—	246,38
—	—	—	17,13	—	—	—
1349,9	984,52	369,2	57,11	—	—	123,41
6799,3	5832,65	1226,8	936,52	122833,1	332096,5	475,20
—	—	—	—	—	—	—
567,4	4533,8	1045,4	—	—	—	61,16
—	—	—	—	26211,3	4233,5	—
520,59	16453,1	352,0	0,0	—	—	1143,4
4462,02	6723,9	1806,4	0,0	—	—	1197,6
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	7966,2	12230,2	—
1819,31	2423,72	818,52	28,55	44199,4	66325,2	122,76
1,19	1,45	27,10	—	0,241	0,506	26,5

Базальты				Граниты	
20	21	22	23	24	25
329,9	387,5	2289,2	2690,0	2957,7	8091,0
—	—	—	—	—	—
32,7	1399,4	51,1	684,7	49,7	373,8
7940,0	5887,6	1709,9	9019,3	1205,0	2953,9
—	—	—	—	—	—
2380,6	675,8	2863,3	660,9	328,7	221,7
—	—	—	—	—	—
1462,6	813,3	1081,2	75,6	8,58	711,3
8816,0	17506,4	19493,8	0,0	2416,2	3574,5
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
927,3	1912,9	1840,2	1215,5	204,8	856,3
7,3	4,2	6,6	2,9	34,2	29,4

пахоэхэ, Килауэа, 1923; 17 — пемза Мауна-Лоа, 1926; 18 — лава Ниуафа, 1929; 19 — Хигашияма, Япония; 20 — Килауэа, лава из лавового озера; 21 — там же, лава аа, поток 1923 г.; 22 — там же, лава; 23 — Мауна-Лоа, поток лавы аа 1926 г. на отметке 1400 фут; 24 — США, Джорджия, гора Стоун; 25 — США, Вермонт, Норт-Джей; Сицилия, базальты вулкана Этна; 26 — поток 15 октября 1961 г.; 27 — поток 16 октября 1971 г.; 28 — поток 20 октября 1961 г.; 29 — бомба типа лепешки, выброшенная 20 октября 1961 г. из северо-восточного кратера; 30 — крученая бомба из центрального кратера; 31 — поток 1949 г.

Т а б л и ц а 31 (окончание)

Компо- ненты	Базальты вулкана Этна					
	26	27	28	29	30	31
H ₂	545,6	203,6	932,1	2850,0	6244,2	2302,3
CH ₄	325,1	—	466,0	203,6	223,0	127,9
CO	975,2	1687,0	8680,1	3528,6	6339,8	4188,9
CO ₂	5990,4	20680,9	34312,5	23037,8	14368,1	20432,8
H ₂ S	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—
SO ₂	3239,0	5555,6	11068,6	3359,0	3663,7	4023,0
HCl	—	—	—	—	—	—
HF	—	—	—	—	—	—
H ₃ BO ₃	—	—	—	—	—	—
NH ₃	—	—	—	—	—	—
O ₂	—	—	—	—	—	—
N ₂	534,0	959,9	2796,3	950,0	1019,5	895,3
V	0,8718	0,7483	0,2193	0,9297	0,3599	1,5619

Возвращаясь к табл. 31, подчеркиваем, что о составе окклюдированных газов вулканических и изверженных пород имеется много больше публикаций, чем приведено в нашей таблице, потому что критериями нашего отбора анализов были абсолютная свежесть образцов пород, используемых для извлечения окклюдированных газов, и надежное определение воды совместно с другими компонентами.

H₂, H₂S, ΣS^o, SO₂, SO₃, HCl, Hg, В В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГАЗАХ, КОНДЕНСАТАХ И ОККЛЮДИРОВАННЫХ ГАЗАХ

В табл. 32 и 33 приведены содержания H₂, H₂S, суммы окисленных форм серы (S^o, SO₂, SO₃) и HCl в фумарольных газах различных вулканов и в окклюдированных газах различных пород. Для анализов фумарольных газов отбирались только те пробы, температура газов которых была не менее 200°С. Наибольший интерес представляют данные по БТТИ, вулкану Мутновскому, лавовым озерам вулканов Килауэа, Нирагонго и вулкану Сюртсей, а также по окклюдированным газам, наиболее приближающимся по составу к реальным магматическим флюидам. Данные по этим объектам позволяют оценить активности H₂, S и HCl во флюиде, отделяющемся от магматического вещества в близповерхностных условиях.

Содержание H₂ колеблется в фумарольных газах от первых десятков до нескольких тысяч ммоль/кг (табл. 32), обнаруживая хорошую сходимость с составами окклюдированных газов по пределам их колебаний и по средним значениям величин.

H₂S был определен (в высокотемпературных газах) только в некоторых пробах БТТИ. Содержание его небольшое (3 ÷ 68 ммоль/кг).

Содержания S, SO₂, SO₃ в газах БТТИ также невелики: около 2 ммоль/кг на Северном прорыве и около 42 ммоль/кг на Южном. Содержание окисленных форм серы в высокотемпературных газах других объектов значительно выше: от 365 до 598 ммоль/кг для газов Мутновского вулкана, 5639 ммоль/кг для Пирагонго, от 1759 до 10376 ммоль/кг для вулкана Сюртсей.

Содержание суммы окисленных форм серы в окклюдированных газах базальтов изменяется для различных образцов от 358 до 11069 ммоль/кг, т.е. характеризуется теми же порядками величин, что и для высокотемпературных газов (за исключением БТТИ).

Содержание HCl в газах БТТИ, Мутновского вулкана, вулкана Сюртсей колеблется в пределах 74–3317 ммоль/кг, а для окклюдированных газов базальтов 76–6720 ммоль/кг.

Рассмотренные выше данные не отражают весь полученный к настоящему времени материал о составе магматических флюидов, отделяющихся от магм в поверхностных либо в приповерхностных условиях. Однако эти данные в значительной мере исчерпывают разнообразие составов магматических флюидов в поверхностных и субвулканических условиях. Следовательно, полученные значения можно использовать в качестве основы при моделировании составов рудоносных гидротермальных растворов, генетически связанных с близповерхностными магматическими очагами.

В табл. 34 приведены содержания Hg в конденсатах магматических газов, отобранных непосредственно над жидкой лавой, и фумарольных газов, формирование которых связано с дегазацией близповерхностных масс магматического вещества. Содержание Hg приводится только для тех фумарольных газов, температура выходов которых на поверхность была выше 100°C.

Максимальные содержания Hg (до $8,8 \cdot 10^{-5}$ г/кг) обнаружены в конденсатах магматических газов, отобранных из горнитосов лавовых потоков Большого трещинного Толбачинского извержения [93].

Содержания Hg в фумарольных газах вулканов ($0,5-0,7 \cdot 10^{-6}$ г/кг H₂O) по порядку величин близки к содержаниям ртути в гидросфере Земли ($n \cdot 10^{-6}$ г/кг) (см. табл. 34). Резко повышенные содержания Hg установлены в магматических газах Южного прорыва БТТИ и вулкана Мутновского ($2,0-8,8 \cdot 10^{-5}$ г/кг H₂O). Эти значения, вероятно, являются максимальными среди установленных в природных растворах верхних частей земной коры (см. далее гл. 3).

Высокие содержания ртути в магматических газах БТТИ еще раз подтверждают обоснованность вывода [143] о преимущественно магматическом источнике Hg в парогазовых струях фумарольных полей вулканов. При этом содержание Hg в магматических газах, отобранных в условиях минимального загрязнения воздушными газами, на порядок выше ее содержания в парогазовых струях фумарольных полей, состав которых формируется при участии магматического флюида, метеорных (подземных вод) и атмосферных газов.

Т а б л и ц а 32

Содержание H_2 , H_2S , ΣS^0 , SO_2 , SO_3 , HCl в фумарольных газах (ммоль/кг H_2O)

Объект	H_2				H_2S			
	n	C_{min}	C_{max}	\bar{C}	n	C_{min}	C_{max}	\bar{C}
БТТИ, Северный прорыв	5	122	6266	2174	4	2,59	9,50	16,2
БТТИ, Южный прорыв	13	305	1087	443	6	11,4	68,1	37,3
Вулкан Мутновский	1	—	—	11,3	—	—	—	—
Вулкан Нирагонто	1	—	—	965,9	—	—	—	—
Вулкан Сюртсей	9	1045,	3420,	2285,	—	—	—	—
Вулкан Шивелуч	10	0,00	1974,	379,0	14	2,15	2083	166,3
Ключевская сопка	42	0,0	18473,	2206,	—	—	—	—
Вулкан Усу, купол Шова-Шинзан	13	0,00	350,8	83,8	13	0,40	32,15	4,68
Вулкан Насу	—	—	—	—	3	543	950	794,3
Вулкан Мауна-Лоа	2	0,00	8,2	4,1	—	—	—	—
Вулкан Катмаи	—	—	—	—	15	1,28	24,03	13,2
Вулкан Гекла	2	0,00	750,1	375,0	—	—	—	—
Вулкан Везувий	4	0,0	1016	360,2	4	0,0	0,0	0,0

Примечание. Таблица составлена по данным табл. 19–29; n – число анализов; C_{min} , C_{max} и \bar{C} – минимальные, максимальные и средние значения соответствующих величин.

Т а б л и ц а 33

Содержание H_2 , H_2S , ΣS^0 , SO_2 , SO_3 , HCl в газах, выделенных из пород (ммоль/кг H_2O)

Порода	H_2				H_2S		
	n	C_{min}	C_{max}	\bar{C}	n	C_{min}	C_{max}
Обсидиан	6	45,1	1324,0	345,0	—	—	—
Риолит	—	—	—	—	—	—	—
Андезит и дацит	5	170,0	341,0	244,0	—	—	—
Базальт	8	258,0	3344,0	1310,0	—	—	—
Базальт вулкана Этна	6	203,6	6244,0	2180,0	—	—	—
Гранит	2	2958,0	8091,0	5524,0	—	—	—

Примечание. n – число анализов; C_{min} , C_{max} , \bar{C} – минимальное, максимальное и среднее значения; таблица составлена по данным табл. 31.

S , SO_2 , SO_3				HCl			
n	C_{min}	C_{max}	\bar{C}	n	C_{min}	C_{max}	\bar{C}
7	0,58	6,02	2,22	7	74,2	194,9	125,7
13	6,23	85,0	41,9	26	249,5	780,5	506,3
40	365,5	598,5	498,5	4	158,0	182,3	171,0
1	—	—	5639,	—	—	—	—
9	1759	10376,	3258,	9	257,7	715,2	427,5
40	1,35	6250,	277,4	37	1,80	3317,	198,4
41	0,0	1529,	185,	55	1,3	11161,	1320,
13	0,74	24,62	7,13	13	7,27	41,92	21,68
3	239,5	461,2	352,8	5	1,95	11,46	6,59
2	2427	9109	5768	2	0,0	0,0	0,0
—	—	—	—	7	4,89	314,56	83,24
—	—	—	—	—	—	—	—
5	0,0	6575	1315	4	0,0	1706	587

H_2S	S^0 , SO_2 , SO_3				HCl			
	\bar{C}	n	C_{min}	C_{max}	\bar{C}	n	C_{min}	C_{max}
—	6	0,0	461,0	87,2	6	77,75	3724,	1742,
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	6	61,2	26211,0	6109,0	4	1197,	6724,	4617,
—	8	358,0	2863,0	1584,0	8	75,6	1832,	995,
—	6	3239,0	11069,0	5151,0	—	—	—	—
—	2	222,0	329,0	275,0	2	8,58	711,3	360,

Таблица 34

Содержания Hg и H₂S в конденсатах фумарольных и магматических газов вулканов

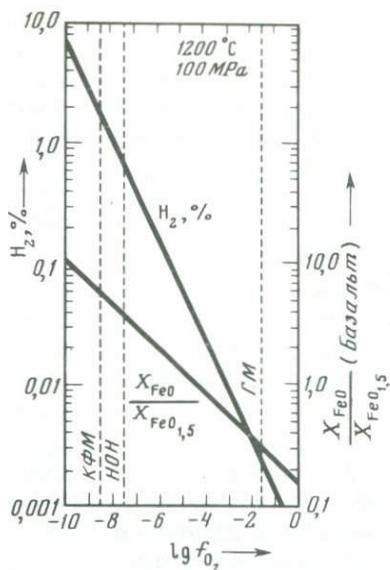
№ п/п	Вулкан	T°, C	H ₂ S, n · 10 ⁻² моль/кг	Hg		pH, конд.	Дата отбора пробы
				n · 10 ⁻⁶ г/кг	n · 10 ⁻⁷ моль/кг		
1	Менделеева, Северо-Западное термальное поле	105	22,0	1,0	0,05	3,32	1973
2	Эбеко	120	—	0,5	0,02	—	1962
3	Мутновский, Нижнее термальное поле	122	33,0	14,0	0,7	1,53	1978
4	Авачинский кратер	150	—	1,5	0,07	—	1966
5	Шивелуч	280	—	6,0	0,30	—	1954
6	Мутновский, Верхнее термальное поле	280	2,4	4,0	0,20	2,21	1978
7		280	—	7,0	0,35	—	1964
8		320	—	1,5	0,07	—	1964
9	Авачинский, кратер	400	—	2,0	0,10	—	1964
10	Мутновский, Активный кратер	480	0,003	7,0	0,35	2,72	1978
11		500	—	72,0	3,60	—	1963
12	Южный прорыв БТТИ, горнитосы	1020	3,5	20,0	1,00	—	1976
13		1020	8,0	88,0	4,40	—	1976
14		1020	3,0	39,0	1,95	—	1976

Примечание. 1, 3, 6, 10 — Ю.П. Трухин, Н.А. Озерова, Р.А. Шувалов (неопубликованные данные); 2, 4, 5, 7–9, 11 — А.А. Сауков, Н.Х. Айдиньян, Н.А. Озерова [143]; 12–14 — И.А. Меняйлов, Л.П. Никитина, В.Н. Шапарь [93].

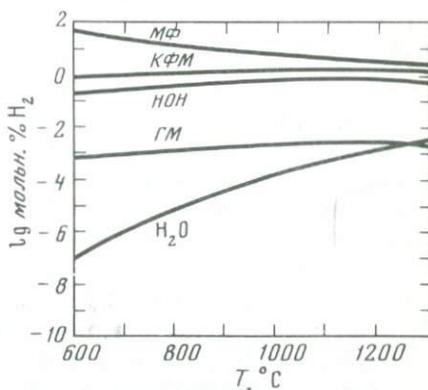
НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ДЕГАЗАЦИИ МАГМ

При расчете констант равновесий системы H₂–H₂S–SO₂–H₂O мы оперировали действительными значениями содержаний H₂ в магматических фумарольных газах. При этом мы не придавали значения тому, что для ряда объектов (БТТИ, Сюртсей и др.) содержание H₂ существенно превышало (иногда в несколько раз) возможные равновесные соотношения H₂/H₂O в магмах. Максимальное содержание водорода, непосредственно определенное И.А. Меняйловым и др. [93] в вулканических газах, отобранных ими в горнитосах на лавовых потоках Южного прорыва БТТИ, достигает 1,11 мольн.%. Это количество более чем в 5 раз превышает равновесное содержание H₂ во флюиде, находящемся в равновесии с расплавом. Равновесное содержание H₂ в базальтовом расплаве, в котором соотношение H₂/H₂O = 2,59, не должно превышать 0,2 мольн.%.

Оценивая надежность результатов определений состава газов, отобранных на лавовых потоках, в лавовых озерах и т. п., авторы обычно сравнивают соотношение H₂/H₂O с тем же соотношением, полученным в условиях эксперимента в равновесных условиях, при тех же температурах и соотношениях x FeO/x Fe₂O₃ в экспериментальных образцах эффузивных



Р и с. 9. Зависимость содержаний H_2 и $\lg f_{O_2}$ от соотношения $x_{FeO}/x_{FeO_{1,5}}$ при $T = 1200^\circ C$ и $P = 100 MPa$ (Northrup и др.)



Р и с. 10. Зависимость содержаний H_2 в водном флюиде от температуры в условиях МВ, КФМ, НОН и ГМ буферов (Northrup и др.)

Б у ф е р ы: МВ – магнетит-вюститовый; КФМ – кварц-фаялит-магнетитовый; НОН – никель-окись никелевый; ГМ – гематит-магнетитовый

пород (рис. 9, 10). Некоторые авторы оценивают надежность полученных экспериментальных данных по соответствию H_2/H_2O и величин, устанавливаемых в продуктах дегазации магматического вещества лавовых озер или лавовых потоков: сходимость натуральных и экспериментальных данных принимается в качестве критерия их надежности. Однако ни в одном случае не оговаривается, что сходимость значений H_2/H_2O (в идеально поставленном эксперименте и столь же идеально отобранной и проанализированной пробе магматического газа) возможна только в условиях равновесной дегазации магматического вещества, а ведь в природе это необходимое условие никогда не реализуется и не может быть реализовано, так как сам факт дегазации магматического вещества лавовых потоков, лавовых озер, магматических очагов – термодинамически необратимый неравновесный процесс.

Следует особо подчеркнуть, что экспериментальные данные с достаточным приближением отражают соотношение H_2/H_2O во флюиде, растворенном в магматическом расплаве при соответствующих температурах, давлениях и составах; из этого следует, что в продуктах дегазации магматических расплавов это исходное соотношение может сохраниться. Перенос в процессах дегазации включает ряд стадий, при этом лимитирующей стадией является диффузия и, как будет показано ниже, состав продуктов дегазации находится в сложной зависимости от ряда параметров: коэффициента диффузии данного флюидного компонента, его исходной концентрации, времени дегазации данного объема магматического расплава, температуры, давления и вязкости расплава.

ДИФФУЗИЯ ВОДЫ И ВОДОРОДА В ВОДНОСИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ

Несмотря на стремительное развитие экспериментальных методов исследований в науках о Земле, число экспериментальных данных по диффузии воды и водорода в водносиликатных расплавах ограничено [50, 54, 111, 177, 187–191, 193, 195, 197, 198, 202 и др.]. В табл. 35 приведены значения коэффициентов диффузии H_2O в водносиликатных расплавах различного состава при различных T , P -условиях. Эта таблица включает данные по D_{H_2} ряда расплавных систем, которые, по мнению авторов, среди имеющегося набора экспериментальных данных наиболее близки к природным расплавам. Значения D_{H_2O} в диапазоне $T = 1000–1200^\circ C$, P – до 3000 атм заключены в пределах $n \cdot 10^{-7} \div n \cdot 10^{-6}$ см²/с. В гранитном расплаве при $T = 850^\circ C$ и $P = 100 \div 1000$ атм $D_{H_2O} = 2,0 \div 2,4 \cdot 10^{-8}$ см²/с. Во всех случаях очевидна прямая зависимость коэффициента диффузии воды от температуры. Согласно Е.Б. Лебедеву и Н.Н. Хитарову [73], повышение давления также сопровождается увеличением коэффициента диффузии; они экспериментально показали, что при увеличении давления от 3000 до 4000 атм D_{H_2O} увеличивается в 2 раза, а при 5000 атм – в 3 раза.

Эксперименты по измерениям коэффициента диффузии воды в альбитовом расплаве, выполненные недавно М.Б. Эпельбаумом с соавторами [187, 188], согласуются с ранее установленными значениями D_{H_2O} (см. табл. 35).

Данные по коэффициентам диффузии водорода в силикатных расплавах еще более ограничены, чем эксперименты по диффузии воды [73, 111, 188, 189]. В шлаках ванн сталеплавильных печей В.И. Яворским [74] получены значения $D_{H_2} = 10^{-3}$ см²/с. В расплавах шлаков, по данным Новохватовского и др. [111], значение D_{H_2} не превышает $1,1 \cdot 10^{-5}$ см²/с при $T =$

Т а б л и ц а 35

Коэффициенты диффузий H_2O в силикатных расплавах различного состава [73]

Диффузионная среда	P , атм	T°, C	$D, n \cdot 10^{-6}$, см ² /с	Диффузионная среда	P , атм	T°, C	$D, n \cdot 10^{-6}$ см ² /с
Расплав	100	850	0,02	Расплав	1100	1,82	
обсидиана	1000	850	0,024	альбита	1000	0,85	
Расплав альбита		1000	0,91		1100	1,30	
		1100	1,60		1200	2,60	
		1080	3,10	27,2 мольн. %	1000	1,0	
		950	0,763	27,2 "	1100	1,7	
		950	0,600	27,2 "	1200	2,6	
		950	0,980	19,9 "	1000	0,18	
		1000	0,914	19,9 "	1100	0,36	
		1050	1,28	19,9 "	1200	0,79	
		1080	1,56	23,2 "	1000	0,23	
		1100	1,38	23,2 "	1100	0,60	
			23,2 "	1200	1,50		

= 1600°C. Для системы $K_2O-SiO_2-H_2O$ при $T = 1400^\circ C$ приводится значение $D_{H_2} = n \cdot 10^{-5} \text{ см}^2/\text{с}$.

Наиболее совершенный метод измерения коэффициентов диффузии водорода в силикатных расплавах разработан М.Б. Эпельбаумом с соавторами [188]. Коэффициент диффузии водорода, установленный этими авторами в расплаве альбита, составляет $n \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$, что в изовязкостных условиях на три порядка выше коэффициента диффузии воды в силикатных расплавах. Факт аномальной диффузионной подвижности водорода в силикатных расплавах, коэффициент диффузии которого в 1000 раз превышает коэффициент диффузии воды в силикатных расплавах, имеет исключительно большое значение при изучении процессов дегазации магматического вещества, исследовании сопровождающих дегазацию окислительно-восстановительных реакций и сопряженных процессов газогенерации.

ДИФфуЗИОННАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ СТЕКОЛ ДЛЯ H_2 , O_2 , H_2O

Данных по диффузионной проницаемости природных вулканических стекол почти нет. Если в качестве аналогов вулканических стекол принять синтетические, преимущественно кварцевые стекла, то можно использовать данные по их диффузионной проницаемости. Однако следует помнить, что состав и, следовательно, структура природных вулканических стекол широко варьируют. Есть указания [30], что, например, кислотные окислы (SiO_2 , B_2O_3 и др.) повышают проницаемость стекол, тогда как основные окислы (K_2O , Na_2O , BaO и др.) ее уменьшают.

Для стационарных процессов диффузионная проницаемость определяется из уравнения Фика

$$P = D \partial C / \partial x \quad (2)$$

где P – проницаемость; D – коэффициент диффузии; $\partial C / \partial x$ – градиент концентрации.

В табл. 36 даны значения коэффициентов диффузии H_2 , H_2O и O_2 для различных синтетических стекол, а также единичные определения коэффициентов диффузии для кварца, гейландита, кристаллов кремния. Прежде всего обращают на себя внимание чрезвычайно высокие значения коэффициентов диффузии водорода (D_{H_2}). В области температур 600–1200°C $D_{H_2} = (1,5 \div 4,35) \cdot 10^{-6} \text{ см}^2/\text{с}$. Эта величина лишь на порядок ниже значения D_{H_2} в воде и водных растворах при нормальных условиях ($D_{H_2} = 3,6 \cdot 10^{-5} \text{ см}^2/\text{с}$, $T = 18^\circ C$, $P = 1 \text{ атм}$). Это сравнение существенно; как будет показано ниже, кинетика диффузионной дегазации по водороду кварцевых (и вулканических) стекол при высоких температурах ($T = 1000^\circ C$) и диффузионной дегазации водных растворов (при $T = 25^\circ C$, $P = 1 \text{ атм}$) довольно близки.

Значения коэффициентов диффузии воды (D_{H_2O}) в аналогичных условиях на 4 порядка ниже ($D_{H_2O} = (3,4 \div 7,27) \cdot 10^{-10} \text{ см}^2/\text{с}$), чем D_{H_2} .

Еще более резкие различия наблюдаются для D_{H_2} и D_{O_2} . При $T = 1000-1008^\circ C$ в кварцевом стекле $D_{O_2} = 3,5 \cdot 10^{-15} \text{ см}^2/\text{с}$, в кварце – $D_{O_2} = 2,0 \cdot 10^{-14} \text{ см}^2/\text{с}$, что на 8–9 порядков ниже значения коэффициента диффузии для водорода.

Т а б л и ц а 36

Коэффициенты диффузии H_2 , O_2 , H_2O [174]

Диффундирующий компонент	Диффузионная среда	T°, C	$D, \text{см}^2/\text{с}$
H_2	Кварц	1025	10^{-5}
	Кварцевое стекло (кварц плавленный, чистота 99,9, до расстеклования)	385	$0,21 \cdot 10^{-6}$
	Кварцевое стекло (кварц плавленный, чистота 99,9, после расстеклования)	385	$0,97 \cdot 10^{-6}$
	Кварцевое стекло	1050	$2,35 \cdot 10^{-6}$
(18) O_2 (16) O_2	Кварц, монокристалл	1000	10^{-14}
		1000	$2 \cdot 10^{-14}$
	Кварцевое стекло	1008	$3,5 \cdot 10^{-15}$
H_2	Кремний кристаллический	1092	$1,70 \cdot 10^{-6}$ *
		1092	$1,80 \cdot 10^{-6}$
		1092	$1,80 \cdot 10^{-6}$
		1092	$1,76 \cdot 10^{-6}$
		1092	$2,23 \cdot 10^{-6}$
		1092	$2,30 \cdot 10^{-6}$
		1092	$2,17 \cdot 10^{-6}$
		1092	$1,80 \cdot 10^{-10}$
		Кварцевое стекло	400
	600		$1,5 \cdot 10^{-6}$
	700		$2,0 \cdot 10^{-6}$
	800		$3,0 \cdot 10^{-6}$
	400		$1,1 \cdot 10^{-6}$
	600		$1,7 \cdot 10^{-6}$
		700	$1,8 \cdot 10^{-6}$
	800	$3,2 \cdot 10^{-6}$	
H_2		1200	$4,35 \cdot 10^{-6}$
H_2O	Цеолит (гейландит)	20	$7 \cdot 10^{-12}$ спайности
	Кварцевое стекло	1000	$3,4 \cdot 10^{-10}$
		1050	$6,9 \cdot 10^{-10}$
	Стекло	1100	$1,0 \cdot 10^{-12}$
	Кварцевое стекло	1200	$7,27 \cdot 10^{-10}$
1200		$1,91 \cdot 10^{-9}$	

* Болтакс [1961].

Таблица 37

Диффузионные потоки H_2 , Ar, N_2 внутрь кварцевой трубки с толщиной стенки 1,5 мм, приведенные к 1 мм ртутного столба при комнатной температуре [78]

T°, C	Диффузионный поток, cm^3/cm^2			T°, C	Диффузионный поток cm^3/cm^2		
	H_2	Ar	N_2		H_2	Ar	N_2
300	1,9			700	$6,3 \cdot 10^{-5}$	—	—
300	$1,9 \cdot 10^{-6}$	—	—	800	$9,7 \cdot 10^{-5}$	—	—
400	$1,1 \cdot 10^{-5}$	—	—	850			$2,7 \cdot 10^{-6}$
500	$2,2 \cdot 10^{-5}$	—	—	860	—	$1,3 \cdot 10^{-6}$	—
600	$4,1 \cdot 10^{-5}$	—	—	890	—	$1,4 \cdot 10^{-6}$	—
615			$1,2 \cdot 10^{-7}$	900	$1,3 \cdot 10^{-4}$		$5,5 \cdot 10^{-6}$
650			$2,2 \cdot 10^{-7}$				

Проницаемость различных стекол высокоселективна и зависит от температуры [30]. При соответствующем выборе температурных интервалов можно обеспечить хорошее разделение газовых смесей O_2 –He; O_2 – H_2 ; Ar–He; H_2 –Ar и т.д. Хорошей иллюстрацией этого служат данные табл. 37, где показаны значения диффузионных потоков Q_{H_2} и Q_{N_2} внутрь кварцевой трубки при различных температурах. При $T = 600$ – $615^{\circ}C$ соотношение $Q_{H_2}/Q_{N_2} = 315$, при повышении температуры это соотношение снижается примерно на порядок ($T = 800$ – $850^{\circ}C$, $Q_{H_2}/Q_{N_2} = 35$; $T = 900^{\circ}C$, $Q_{H_2}/Q_{N_2} = 23$). Из этих данных следует, что при разделении смеси водорода и азота на мембранах из кварцевого стекла наибольшая селективность наблюдается в относительно низкотемпературной ($T \approx 600^{\circ}C$) области. Следовательно, и при дегазации вулканического стекла, т.е. отгоне окклюдированных газов из внутренних частей лавовых потоков, шлаковых конусов, затвердевшего вещества магматических очагов, при прочих равных условиях различным температурным интервалам будут соответствовать газовые смеси различного состава. Другими словами, при диффузионной дегазации остывающего магматического вещества процессы сепарации, обусловленные селективным изменением диффузионной проницаемости в функции температуры, являются обязательными.

Из рассмотренных выше данных, исключительно важным для решения поставленных задач является эмпирический факт резкого различия в стеклах коэффициентов диффузии (на 4 порядка) H_2 и H_2O ($n \cdot 10^{-6}$ и $n \cdot 10^{-10}$ соответственно). Для кристаллических фаз это различие еще более контрастно (см. табл. 36).

ДИФфуЗИОННАЯ ДЕГАЗАЦИЯ ЛАВОВЫХ ПОТОКОВ

Диффузионные потоки воды (Q_{H_2O}) и водорода (Q_{H_2}) через поверхность лавовых потоков могут быть получены из уравнения диффузии для конечной пластины. Предположим, что вода и водород диффундируют в магматическом веществе из внутренних частей потока к поверхности. При этом допускаем, что окислительно-восстановительные реакции и про-

цессы газогенерации [166] в рассматриваемой области не происходят. Тогда диффузионные потоки H_2O и H_2 через поверхность лавового потока можно получить, решая уравнение диффузии

$$D(\partial^2 C/\partial x^2) = \partial C/\partial t$$

для пластины толщиной d . Решение уравнения (3) при начальных и граничных условиях

$$C = C_0, 0 \leq x \leq d, t = 0;$$

$$C = 0, X = 0, x = d, t > 0,$$

имеет вид

$$Q = 2D \left(\frac{\partial C}{\partial x} \right) = \frac{8C_0D}{d} \sum_{n=0}^{\infty} \exp \left\{ - \left[\frac{\pi(2n+1)}{d} \right]^2 Dt \right\}. \quad (4)$$

Из уравнения (4) и табл. 38 следует, что в условиях неравновесной диффузионной дегазации магматического расплава, например в продуктах дегазации лав Гавайских вулканов, соотношение $H_2/H_2O = 1,0$, т.е. примерно в 30 раз выше, чем равновесное соотношение H_2/H_2O в водном флюиде, находящемся в равновесии с базальтовой магмой вулкана Килауэа (см. табл. 38). Значения Q_{H_2O} , Q_{H_2} , соотношения H_2/H_2O , а также мольн.% H_2 относительно содержания H_2O для расплавов Южного прорыва БТТИ даны в табл. 39. Из этих данных следует, что в условиях неравновесной дегазации в неокисленном флюиде предельное содержание H_2 может достигать 5,93 мольн. %.

При непосредственном определении максимальное содержание водорода в вулканических газах, отобранных И.А. Меняйловым и др. в горни-тосах лавовых потоков Южного прорыва БТТИ, достигает 1,11 мольн. %. Следует подчеркнуть, что это более чем в 5 раз превышает равновесное содержание H_2 во флюиде, находящемся в равновесии с расплавом. Равновесное содержание H_2 в базальтовом расплаве с соотношением $X_{Fe}/X_{Fe(1,5)} = 2,59$ (рис. 9), как следует из диаграммы, не должно превышать 0,2 мольн. %. Таким образом, мы наблюдаем ряд несоответствий в значениях содержаний H_2 : 1) в равновесном с магмой флюиде содержание H_2 не должно превышать 0,2 мольн.% относительно H_2O ; 2) содержание H_2 , установленное в продуктах дегазации, намного выше ожидаемого равновесного значения. Это кажущееся несоответствие полученных данных является непосредственным доказательством неравновесных условий дегазации расплавов. Однако в предельных условиях неравновесной диффузионной дегазации содержания H_2 , как это следует из табл. 39, могут более чем в 5 раз превышать наблюдаемые значения, достигая 5,93 мольн. %. Расхождение наблюдаемых и расчетных (по уравнению (4); табл. 39) значений содержаний H_2 в продуктах дегазации объясняется сильным окислением продуктов дегазации расплавов атмосферным кислородом.

Непосредственным доказательством интенсивного протекания окислительных реакций в зоне отбора проб вулканических газов являются эффек-

ты вторичного разогрева. Температуры лавы при первом ее появлении на поверхности не превышают 1060–1070°C [148] (температура 1070°C измерена в единичном случае 12 июня 1976 г. в лавовом потоке в 100 м от конуса). Максимальная температура, измеренная в трещинах полностью остановившегося потока, 980–1000°C. Максимальная температура газовых струй в трещинах лавовой корки движущегося лавового потока соответствует температуре лавы (1060–1070°C), но в ряде случаев превышает ее на 20–30°C.

Резкое повышение температуры струй на потоках и в горнитосах Ю.Б. Слезин объясняет экзотермическими реакциями восстановленных компонентов газовых струй с кислородом воздуха [148]. Нами установлено, что вторичный разогрев – это результат окисления (горения) водорода, который, как показано выше, в условиях неравновесной диффузионной дегазации преобладает в составе восстановленных компонентов смеси вулканических газов. Существенно повышенная температура газовых струй установлена в горнитосах ($T = 1180^\circ\text{C}$ в 50 м от конуса и 1300°C в 30 м от конуса Южного прорыва). В горнитосах, в зоне отбора проб И.А. Меняйловым и др. [93] температура составляла 1135°C , т.е. существенно превышала температуру лавы при первом ее появлении на поверхности. Аналогичная температура 1135°C установлена и в зоне отбора пробы с содержанием водорода 1,11 мольн. %, при этом содержание кислорода в пробе достигало 0,015 мольн. %. Все это свидетельствует об интенсивном протекании экзотермических окислительных реакций преимущественно в результате окисления водорода, исходное содержание которого было близко к значению 5,97 мольн. %, полученному в соответствии с уравнением (4) (см. табл. 39). Обнаруженный в пробах остаточный водород не успел прореагировать вследствие эффекта закалки газовой смеси при отборе проб по схеме, используемой многими исследователями, в том числе И.А. Меняйловым и др. [93].

Ниже определено значение P_{O_2} и $P_{\text{O}_2}(\text{H})$ в наиболее высокотемпературных газах Южного прорыва БТТИ. Здесь и далее $P_{\text{O}_2}(\text{H})$ – наблюдаемое в пробах вулканических газов парциальное давление кислорода; P_{O_2} – равновесное значение парциального давления водорода в газовой смеси при температуре, равной температуре отбора соответствующих проб вулканических газов. Значения P_{O_2} определялись из уравнений



$$\Delta G_T^0 = -RT \ln \frac{(P_{\text{H}_2\text{O}})^2 \cdot P_{\text{SO}_2}}{P_{\text{H}_2} \cdot P_{\text{H}_2\text{S}} \cdot (P_{\text{O}_2})^2}, \quad (6)$$

$$\Delta G_T^0 = x + (\Delta a - y)T - \Delta a T \ln T - 0,5\Delta b T^2 - 0,5\Delta c T^{-1}. \quad (7)$$

Эмпирическое уравнение (3), коэффициенты уравнения (a , b , c) и постоянные интегрирования (x и y) взяты из работы Г.Б. Наумова и др. ¹.

Из уравнения (6) следует, что $P_{\text{O}_2} = 1,5 \cdot 10^{-2}$ атм в пробах вулканических газов БТТИ в $n \cdot 10^{11}$ раз выше допустимого равновесного

¹ Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971, 239 с.

Т а б л и ц а 40

Содержание He и соотношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в пробах вулканических газов активного кратера Мутновского вулкана, из горнитосов Южного прорыва БТТИ, а также образца быстро закаленного базальта (окклюдированных газов)

№ образца	C_{He} в составе неконденсируемой части проб	C_{He} в интегральной пробе, при $P = 1$ атм. в точке отбора проб	$^3\text{He}/^4\text{He}$
TM-19/78, Активный кратер, вулкан Мутновский	—	—	$0,96 \cdot 10^{-5}$
БТТИ, Южный прорыв, горнитосы [93]			
39	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$6,7 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-6}$
40	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-5}$	$1,40 \cdot 10^{-6}$
44	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-5}$	$1,40 \cdot 10^{-6}$
49	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$1,40 \cdot 10^{-6}$
Окклюдированные газы (образец быстро закаленного базальта)	—	—	$0,50 \cdot 10^{-5}$

значения $P_{\text{O}_2} = 2,1 \cdot 10^{-13}$ атм при данных значениях P_{H_2} , $P_{\text{H}_2\text{O}}$, $P_{\text{H}_2\text{S}}$, $P_{\text{S O}_2}$ (см. табл. 19). Эти данные свидетельствуют об очень сильном разбавлении газовой смеси кислородом атмосферы. Учитывая скорость реакций окисления в газовой фазе при высоких температурах, следует полагать, что в неокисленных продуктах дегазации содержание водорода намного превышало C_{H_2} , установленное И.А. Меняйловым и др. [93] в пробах вулканических газов Южного прорыва БТТИ, и было близко к расчетным данным в условиях неравновесной диффузионной дегазации расплава.

Сильное разбавление вулканических газов атмосферными подтверждается и данными изотопного анализа гелия. Содержание He в составе вулканических газов (табл. 40) в среднем на порядок ниже содержания гелия в атмосферных газах. Соотношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в большинстве проб равно значению $^3\text{He}/^4\text{He}$ в атмосферных газах ($1,4 \cdot 10^{-6}$). $^3\text{He}/^4\text{He} = 1,4 \cdot 10^{-6}$ установлено в пробах с очень низкими содержаниями водорода (см. табл. 19, 40). Исключение составляет единственная проба 60 [93]. Все это свидетельствует о том, что низкое значение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в пробах вулканических газов БТТИ связано с исключительно сильным загрязнением атмосферными газами.

В целях проверки высказанного положения выполнены изотопные анализы He в составе окклюдированных газов базальтов БТТИ. В образцах лавы базальтов, испытавших быструю закалку (см. табл. 40), соотношение $^3\text{He}/^4\text{He} = 0,5 \cdot 10^{-5}$, т.е. в несколько раз выше, чем $^3\text{He}/^4\text{He}$ в атмосфере и пробах вулканических газов БТТИ. Следовательно, соотношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в пробах вулканических газов, не загрязненных газами, не должно заметно отличаться от величины $0,5 \cdot 10^{-5}$, поскольку в условиях диффузион-

ного разделения изотопический эффект не превышает 1,0 (например, при диффузии гелия через кварцевые стекла [73]).

Выше показано, что значения коэффициентов диффузии в стеклах составляют $D_{H_2} = n \cdot 10^{-6} \text{ см}^2/\text{с}$ и $D_{H_2O} = n \cdot 10^{-10} \text{ см}^2/\text{с}$, т.е. здесь коэффициенты различаются на 4 порядка, в то время как в расплавах это различие составляет 3 порядка ($D_{H_2} = n \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$, $D_{H_2O} = n \cdot 10^{-6} \text{ см}^2/\text{с}$). На основании этого следует ожидать, что с увеличением вязкости соотношение H_2/H_2O в магматических расплавах также будет возрастать. Следовательно, в условиях диффузионной дегазации с увеличением вязкости расплавов соотношение H_2/H_2O в продуктах дегазации должно возрастать. Грубой проверкой высказанного положения является сопоставление результатов анализов проб магматических газов (см. табл. 19) Северного и Южного прорывов БТТИ. Отбор проб в горнистах Южного прорыва производился над движущимся расплавом с существенно более низкой эффективной вязкостью ($\mu \approx 10^4$ пз), чем на остановившемся лавовом потоке Северного прорыва ($\mu \geq 10^6$ пз). Данные табл. 19 подтверждают высказанное положение: т.е. действительно в пробах вулканических газов, отобранных над вязкими остановившимися потоками, $H_2/H_2O = 3,5 \cdot 10^{-2} - 1,1 \cdot 10^{-1}$; это существенно превышает значение $H_2/H_2O (5,6 \div 9,2) \cdot 10^{-3}$ в пробах над жидкими лавами в горнистах Южного прорыва. Полученные результаты являются, по-видимому, непосредственным свидетельством большой роли процессов диффузионной сепарации газов при дегазации лавовых потоков. Однако надежность подобных методов проверки невелика.

ДИФфуЗИОННАЯ ДЕГАЗАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ

В.Н. Шараров и В.С. Голубев [182] пришли к выводу, что в условиях малых глубин (гипабиссальной и субвулканической фации) массообмен между магмой и вмещающими породами посредством диффузионного переноса имеет пренебрежимо малые масштабы. Однако новые экспериментальные данные по соотношению коэффициентов диффузии воды и водорода [188], исследования окислительно-восстановительных реакций и процессов газогенерации [166, 167] при взаимодействиях вода—базальт (вода—расплав) позволяют дать существенно другую оценку роли диффузии в процессах дегазации магматических очагов.

Диффузионные потоки воды (Q_{H_2O}) и водорода (Q_{H_2}) через поверхность магматического очага могут быть получены из уравнения диффузии для полубесконечной среды. Предположим, что вода и водород диффундируют в магматическом веществе из глубины к поверхности ($x = 0$). При этом допускаем, что окислительно-восстановительные реакции и процессы газогенерации в рассматриваемой диффузионной области не происходят (в противном случае уравнение в аналитическом виде не решается). Тогда перенос обоих диффузантов описывается идентичными уравнениями

$$D(\partial^2 c / \partial x^2) = \partial c / \partial t, \quad (3)$$

для начальных и граничных условий

$$c = c_0, \quad x \geq 0, \quad t = 0;$$

$$c = 0, \quad x = 0, \quad t > 0$$

решение имеет вид

$$Q = D \left(\frac{\partial c}{\partial x} \right)_{x=0} = c_0 \sqrt{\frac{D}{\pi \cdot t}} \quad (8)$$

В табл. 38 даны значения удельных потоков водорода и воды, проходящих через апикальную поверхность предполагаемого близповерхностного магматического очага, с исходным содержанием в магме $H_2O \approx 3,0$ вес.%. Исходное содержание водорода принято равным 3,0 мольн.% от содержания воды, что соответствует условиям несколько более восстановительным, чем условия КФМ буфера. В объемном выражении при плотности магмы, равной $2,5 \text{ г/см}^3$, $C_0(H_2O) = 7,5 \cdot 10^{-2} \text{ г/см}^3$, $C_0(H_2) = 2,5 \cdot 10^{-4} \text{ г/см}^3$. Значения $D_{H_2} = 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$, $D_{H_2O} = 10^{-6} \text{ см}^2/\text{с}$. В табл. 38 Q_{H_2} и Q_{H_2O} даны в массовом ($\text{г/см}^2 \cdot \text{с}$, $Q_{H_2}(m)$, $Q_{H_2O}(m)$) и объемном ($\text{н} \cdot \text{см}^3/\text{см}^2 \cdot \text{с}$, $Q_{H_2}(v)$, $Q_{H_2O}(v)$) выражении. Подавляющее большинство анализов состава вулканических газов дано в объемных (мольных) процентах, поэтому объемная форма выражения удельных диффузионных потоков удобнее.

Анализируя данные табл. 38, прежде всего отметим высокое соотношение $Q_{H_2}(v)/Q_{H_2O}(v) = 0,94$, т.е. в газовой смеси, отделяющейся с поверхности магматического очага, содержатся почти равные объемы H_2 и H_2O . Следовательно, в условиях диффузионной дегазации магматического очага в начальную стадию дегазации будет формироваться газовая смесь, более резко концентрированная по водороду, чем равновесные смеси (3,0 мольн.% H_2 , 97,0 мольн.% H_2O при принятых выше условиях).

Следует подчеркнуть, что в условиях диффузионной дегазации формирование неравновесных газовых смесей является обязательным вследствие процессов диффузионной сепарации. Соотношение диффузионных потоков и, следовательно, соотношения составов газовых смесей, отделяющихся с поверхности магматических очагов, определяются уравнением

$$\frac{Q_1(v)}{Q_2(v)} = \frac{M_2 C_{0(1)} \sqrt{D_1}}{M_1 C_{0(2)} \sqrt{D_2}} \quad (9)$$

где M_1 и M_2 — молекулярные веса диффундирующих компонентов.

Для Q_{H_2} и Q_{H_2O} уравнение имеет вид

$$\frac{Q_{H_2}(v)}{Q_{H_2O}(v)} = 9,0 \frac{C_0(H_2) \sqrt{D_{H_2}}}{C_0(H_2O) \sqrt{D_{H_2O}}} \quad (10)$$

Возвращаясь к табл. 38, следует еще раз подчеркнуть два очень важных момента: 1) быстрое убывание значений Q_{H_2} и Q_{H_2O} ; 2) неравновесные условия дегазации H_2 и H_2O ($Q_{H_2}/Q_{H_2O} \approx 1$, в равновесных условиях $Q_{H_2}/Q_{H_2O} = 0,03$).

Если изменение значений Q_{H_2O} во времени в действительности близко к распределению Q_{H_2O} в функции t , то для Q_{H_2} это распределение не соответствует действительности. Это связано с тем, что в условиях ярко выраженной неравновесной дегазации определяющее значение приобретают процессы генерации H_2 по реакции (11), которые длительное время под-

держивают концентрацию H_2 на одном, близком к C_0 уровне. Это можно показать на примере лавового оз. Килауза (Халемаумау). По состоянию на 1954 г. [144] лавовое озеро имело следующие размеры: $S = 70650 \text{ м}^2$; $h = 250 \text{ м}$; $V = 1,76 \cdot 10^7 \text{ м}^3$. В объеме магмы $V = 1,76 \cdot 10^7 \text{ м}^3$ при плотности магмы $\rho = 2,5 \text{ г/см}^3$ и исходном содержании H_2O 3,0 вес.%. Масса воды в магматическом веществе составит $1,32 \cdot 10^{12} \text{ г}$. Точное значение Q можно получить из уравнения диффузии (3) для пластины толщиной d при начальных и граничных условиях

$$c = c_0, \quad 0 \leq x \leq d, \quad t = 0;$$

$$c = 0, \quad x = 0, \quad x = d, \quad t > 0.$$

Однако при $t \leq 10^3 \div 10^4 \text{ с}$ значение Q с достаточным приближением можно получить из уравнения (8), т.е. использовать значения Q_{H_2} и Q_{H_2O} (см. табл. 38) при $t \leq 10^4 \div 10^3 \text{ с}$. Уже при $t = 10^4 \text{ с}$ (т.е. первые часы) $Q_{H_2O} = 4,23 \cdot 10^{-7} \text{ г/см}^2 \cdot \text{с}$, и эта величина быстро снижается с увеличением t . Даже при Q_{H_2O} , соответствующем $t = 10^4 \text{ с}$, для того, чтобы снизить исходное содержание H_2O всего на 1% при дегазации по механизму диффузии, потребуется около 50 лет (см. табл. 38). В рамках подобных допущений при $C_0 (H_2O) = 2,5 \cdot 10^{-4} \text{ г/см}^3$ вследствие реакции



через 50 лет средняя концентрация водорода в магме должна составлять $C_t (H_2) = 1,6 \cdot 10^{-4} \text{ г/см}^3$, что обеспечит значение Q_{H_2} , близкое начальному значению диффузионного потока водорода ($Q_{H_2} (m) = 4,46 \cdot 10^{-6} \text{ г/см}^2 \cdot \text{с}$ или $Q_{H_2} (v) = 0,49 \cdot 10^{-1} \text{ нсм}^3/\text{см}^2 \cdot \text{с}$).

В условиях высоких температур ($T = 1000^\circ\text{C}$) на поверхности раздела лавового озера с атмосферой весь водород неизбежно сгорает. Следовательно, Q_{H_2} реализуется в составляющую теплового потока с поверхности лавового озера. Приведенному значению $Q_{H_2} (v) = 0,49 \cdot 10^{-1} \text{ нсм}^3/\text{см}^2 \cdot \text{с}$, окислению H_2 будет соответствовать тепловой поток

$$q_\epsilon = q_{(p)} + q_{(i)}, \quad (12)$$

где $q_{(p)}$ — тепловой поток за счет окисления H_2 ; $q_{(i)}$ — вынос тепла водородом (теплосодержание водорода при $T = 1000^\circ\text{C}$ и $P = 1 \text{ атм}$, $i = 6966,3 \text{ кал/моль}$). Отсюда $q_\epsilon = 1,3 \cdot 10^{-1} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с} + 0,31 \cdot 10^{-1} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с} = 1,61 \cdot 10^{-1} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$. Эти значения q_Σ , вероятно, являются предельными величинами, которые могут быть обеспечены диффузионными потоками водорода.

Для лавового оз. Килауза [29], а также лавового оз. Нирагонго выполнены измерения тепловых потоков с поверхности. На Килауза $q = 0,4 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$, т.е. всего лишь в 3 раза выше значения теплового потока, который может обеспечить диффузионная миграция и окисление водорода при указанных выше условиях. Это сравнение дает возможность представить огромную роль сопряженных процессов генерации и диффузионной миграции водорода в тепловом балансе как поверхности лавовых озер, так и апикальных частей магматических очагов.

На основании приближенной оценки изменения во времени значений $Q_{H_2} (v)$ и $Q_{H_2O} (v)$ следует, что начиная с некоторого времени соотноше-

ние Q_{H_2}/Q_{H_2O} становится столь большим, что роль выноса молекулярной воды из магматического очага H_2O по механизму диффузии можно пренебречь. Начиная с некоторого момента времени t изменение C_{H_2O} в магме будет полностью определяться процессами генерации и диффузионной диссипацией водорода.

Действительно, если в рассмотренном выше примере дегазации магматического вещества лавового оз. Килауза изменение содержания на 1% воды связывать с сопряженными процессами генерации и диффузионной диссипации водорода, то потребуется не 50 лет, а всего лишь около года. Разумеется, это предельные оценки, которые будут уточнены с учетом динамики изменения концентрации H_2O , изменения всей совокупности факторов, контролирующих процессы диссипации H_2 и H_2O . Однако уже полученные результаты делают несостоятельными представления о преимущественно водном составе отделяющихся магматических флюидов. Рассмотренные выше условия неравновесной диффузионной дегазации магматических очагов или лавовых озер позволяют уверенно считать, что в условиях диффузионной дегазации магматических очагов мы должны наблюдать преимущественно водородный состав магматических флюидов.

Показанные выше значения возможных тепловых потоков, связанных с диссипацией H_2 , в сравнении с измеренными на лавовых озерах позволяют оценить масштабы диффузионной дегазации на фоне суммарного отделения магматического флюида, включающего конвективную и диффузионную составляющие потока. На Килауза диффузионный поток водорода и его окисление обеспечивают 30,0% теплового потока с поверхности лавового озера.

ПУЗЫРЕНИЕ И НЕРАВНОВЕСНАЯ ДЕГАЗАЦИЯ

Процессы дегазации, связанные с пузырением, рассматривались многими авторами [45, 182 и др.].

Появление зародыша пузырька обусловлено флуктуациями химического состава. Дж. Ферхуген [45] показал, что для развития процесса пузырения в магматических расплавах образование ядер в значимых количествах возможно при вязкости расплавов ниже $10^5 \div 10^6$ пз. При этом нарушение сплошности вещества (диспергирование расплава) наступает, когда содержание ядер пузырьков превышает несколько сотен в 1 см^3 расплава. В условиях, когда эксплозия не происходит, образуется пена, которая, как показал А. Грейтон [51], сводит к нулю массоперенос по механизму флотации газовых пузырьков.

В.С. Голубев и В.Н. Шарапов отмечают, что в реальных условиях с учетом физико-химических свойств магм радиус пузырька (r) должен быть больше 10^{-6} см. Следовательно, пузырь может появиться в магматическом расплаве только тогда, когда средняя флуктуация химического состава обеспечит сближение нескольких сотен молекул H_2O , достаточное для обособления их в виде газовой фазы. Возникший пузырь расширяется быстро до радиуса порядка 10^{-4} см. Затем его рост определяется скоростью диффузии или набеганием потока при перемещении пузыря вверх. В стационарную ста-

дию (начиная с $r > 10^{-4}$ см) скорость роста определяется [45]

$$r = 2\beta\sqrt{Dt}, \quad (13)$$

где D — коэффициент диффузии; t — время; β — постоянная роста. Приближенное значение β определяется уравнением [45]

$$\beta = \frac{\sqrt{\pi}}{2} \frac{\rho_{\text{ж}}}{\rho_{\Gamma}} \frac{C_P^{\text{ж}}}{h_{\Gamma}} (P_{\text{ж}} - P_{\Gamma}) \left(\frac{P_{\infty} - P_{\Gamma}}{P_{\text{ж}} - P_{\Gamma}} \right) - \frac{10}{3} \frac{\rho_{\Gamma}}{\rho_{\text{ж}}}, \quad (14)$$

где $\rho_{\text{ж}}$ — плотность растворителя; ρ_{Γ} — плотность воды; $C_P^{\text{ж}}$ — теплоемкость магмы; h_{Γ} — теплота испарения воды; P_{Γ} — парциальное давление воды в магме; P_{∞} — давление на данном уровне расплава; $P_{\text{ж}}$ — парциальное давление растворителя.

Обычно, рассматривая [45] процессы пузырения магм, имеют в виду зарождение, рост и миграцию водного пузыря, не принимая во внимание многокомпонентный состав растворенной газовой фазы, а также состав и возможные флуктуации состава растущего газового пузыря, связанные с особенностями существования газовой фазы, а также с различием коэффициентов диффузии флюидных компонентов расплава. Как следует из уравнения (13), диффузия является основным и единственным механизмом массообмена системы "магма — растущий пузырь". Не разработаны также вопросы массообмена "магма — растущий пузырь" с точки зрения химических равновесий. В публикациях об этом есть лишь самые общие замечания. Однако уже сам факт флуктуационного механизма зарождения ядер газового пузыря из магм, в которых растворен широкий спектр флюидных компонентов (H_2O , H_2 , CH_4 , CO , CO_2 , SO_2 , H_2S , N_2 , Ar , He и др.), свидетельствует о том, что на этой стадии происходит обособление газовой фазы неравновесного состава относительно состава растворенных газов.

При высоких скоростях подъема магмы наступает момент, когда время Δt , необходимое для изменения радиуса пузыря на величину Δr (см. уравнение (13)), существенно меньше Δt_p — времени, необходимого для достижения равновесного значения в пузыре $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$, определяемого реакцией смеси ($\text{H}_2 + \text{H}_2\text{O} + \Sigma$) со стенками пузыря. В этих условиях происходит неравновесная дегазация магмы, определяемая преимущественно значениями коэффициента диффузии диффундирующих компонентов (H_2 , H_2O и др.), концентрацией ($C_n(\text{H}_2)$ и $C_n(\text{H}_2\text{O})$) водорода и воды в газовой смеси; значениями ($C_0(\text{H}_2)$, $C_0(\text{H}_2\text{O})$) средних концентраций H_2 и H_2O в магме на рассматриваемом интервале глубин.

Рост пузырей в магме в целом аналогичен условиям роста пузырей газированных жидкостей [45], для которых показано, что испарение газа в растущий пузырек происходит из примыкающего к нему тонкого сферического слоя жидкости. Пополнение растворенным газом этого слоя магмы происходит путем диффузии.

При anomalно низком значении D_{H_2} в условиях механического расширения газовых пузырей при резком снижении общего давления и $\Delta t < \Delta t_p$ в результате диффузионного массообмена газовые пузыри будут резко обогащаться водородом сравнительно с его содержанием в равновесной

смеси $H_2 + H_2O$. Подобные условия могут создаваться при излиянии магмы на поверхность, а также в подводящих каналах на уровнях, близких к уровню перехода вязкого течения магмы в дисперсионный поток. В последнем случае еще до диспергирования (газового распыления [148] магмы) происходит обогащение водородом газовой смеси в газовых пузырях.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ФОРМ ПЕРЕНОСА РТУТИ

Рассмотренные выше процессы дегазации магм в поверхностных и близповерхностных условиях предполагают отделение флюидов, значительно обогащенных по водороду относительно равновесных значений H_2/H_2O . Степень обогащения при этом может варьировать в широких пределах в зависимости от условий дегазации. Однако во всех случаях в начальной стадии существования флюид имеет резко восстановительную реакцию. Это позволяет однозначно полагать, что основной формой переноса ртути в высокотемпературных магматических газах является атомарная ртуть (Hg^0).

Охлаждение газов на пути их транспорта от близповерхностного магматического очага к поверхности сопровождается процессами конденсации и перераспределением компонентов между газовой и образующейся жидкой фазами. Для оценки возможных форм нахождения ртути следует рассмотреть возможный химический состав образующихся в процессе конденсации растворов. К составу реальных магматических газов, отделяющихся от близповерхностных масс магматического вещества, наиболее близки данные по высокотемпературным газам БТТИ, вулкана Сюртсей, лавовых озер Нирагонго и Килауза. Эти газы отобраны при температурах 1000–1100°C непосредственно над расплавами базальтовых магм [93, 171, 199].

Рассмотрим самый простой вариант формирования растворов, когда вода конденсируется полностью, а влияние вмещающих пород и воды вмещающих пород не учитывается.

При конденсации воды магматических газов HCl в основном будет оставаться в растворе и ее концентрация (на основе данных по БТТИ, Нирагонго, Килауза, Сюртсею) может быть от 2,7 до 29 г/л. Аналогичные концентрации HCl можно ожидать исходя из состава окклюдированных газов базальтов (см. табл. 33). Такие содержания HCl будут создавать ультракислую среду в сформированных растворах. Концентрация HF в фумарольных газах из перечисленных выше объектов определялась только для БТТИ. По этим данным, содержание HF в конденсированной фазе может достигать 0,5–5 г/л, т.е. оно в несколько раз ниже, чем HCl . В составе окклюдированных газов для базальтов HF , как правило, больше, чем HCl , и на основе этих данных концентрация HF в растворе может достигать 418 г/кг. Возможно, такое расхождение в относительных концентрациях HF в фумарольных газах и газах, выделенных из пород, объясняется большой реакционной способностью HF , что приводит к снижению его концентрации на стадии отбора фумарольных газов. Ультракислая реакция растворов на первых стадиях конденсации магматических газов резко снижает

растворимость таких газов, как СО и СО₂, при низких давлениях. С повышением давления растворимость этих газов увеличивается. Судя по содержаниям СО и СО₂ в фумарольных газах, концентрация этих газов в растворе либо в виде свободных газов, либо в виде растворенных может достигать (0,01–0,3) моль/кг для СО и (0,01–6,4) моль/кг для СО₂. Слабая растворимость СО и СО₂ при низких давлениях в кислых растворах может приводить к образованию вторичных потоков углекислых газов, под воздействием которых могут формироваться углекислые карбонатные или бикарбонатные воды.

При формировании растворов за счет конденсации магматических газов форма нахождения серы в самих газах и в образующихся растворах будет в большей мере зависеть от содержания Н₂ в конденсирующемся газе, а также от температуры газа и давления воды ($P_{\text{H}_2\text{O}}$).

Отношения Н₂S/SO₂, равновесных с адиабатически расширяющимся водяным паром, легко определить из уравнений, (по Ю.А. Тарану)

$$\frac{2}{3} \text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = \frac{2}{3} \text{SO}_2 + \frac{2}{3} \text{H}_2\text{O}, \quad (15)$$

$$\lg \frac{x_{\text{H}_2\text{S}}}{x_{\text{SO}_2}} - \lg P_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{3\Delta G_{\text{S}}}{9,15T} - \frac{3}{2} \lg P_{\text{O}_2}, \quad (16)$$

$$\Delta G_{\text{S}}(T) = -82830 + 12,59T, \quad (17)$$

$$\lg \frac{P_{\text{H}_2}}{P_{\text{H}_2\text{O}}} = \frac{\Delta G_{\text{H}}}{9,15T} - \frac{1}{2} \lg P_{\text{O}_2}, \quad (18)$$

$$\lg P_{\text{O}_2} = \frac{2\Delta G_{\text{H}}}{9,15T} - 2 \lg \frac{x_{\text{H}_2}}{x_{\text{H}_2\text{O}}}, \quad (19)$$

$$\Delta G_{\text{H}}(T) = -117830 + 25,65T, \quad (20)$$

отсюда

$$\lg \frac{x_{\text{H}_2\text{S}}}{x_{\text{SO}_2}} = \lg P_{\text{H}_2\text{O}} + 3 \lg \frac{x_{\text{H}_2}}{x_{\text{H}_2\text{O}}} + \frac{11475}{T} - 4,27. \quad (21)$$

Примером адиабатически расширяющегося флюида, отделяющегося от близповерхностного магматического очага, являются высокотемпературные парогазовые струи ($T \geq 500^\circ\text{C}$) активного кратера вулкана Мутновского, рассмотренного в предшествующих разделах.

В табл. 41–44 приведены расчеты соотношений Н₂S и SO₂ в газах от содержания в них Н₂ при различных температурах газа и давления воды. Из этих таблиц видно, что при давлении 1 атм и температуре 1000°С заметное количество серы в виде Н₂S появляется при содержании в газе Н₂ 400 ммоль/кг Н₂O. С увеличением содержания Н₂ увеличивается и доля серы в виде Н₂S. При снижении температуры газов и постоянных Н₂ и $P_{\text{H}_2\text{O}}$ доля серы в виде Н₂S увеличивается так, что при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ атм уже при содержании Н₂ = 1,0 ммоль/кг доля серы в виде Н₂S составляет ~100% от

Т а б л и ц а 41

Соотношения H_2S и SO_2 (% от ΣS) в зависимости от содержания в газах H_2 при разных температурах ($P_{H_2O} = 1$ бар)

H_2 , ммоль на 1 кг H_2O	Компонен- ты	Температура, °С				
		100	250	500	750	1000
1	SO_2	0,00000	0,04	99,98	100,00	100,00
	H_2S	100,00	99,96	0,02	0,00001	0,00000
10	SO_2	0,00000	0,00004	81,99	99,99	100,00
	H_2S	100,00	100,00	18,01	0,01	0,00003
50	SO_2	0,00000	0,00000	3,51	99,36	100,00
	H_2S	100,00	100,00	96,49	0,64	0,004
100	SO_2	0,00000	0,00000	0,45	95,08	99,97
	H_2S	100,00	100,00	99,55	4,92	0,03
400	SO_2	0,00000	0,00000	0,01	23,19	97,97
	H_2S	100,00	100,00	99,99	76,81	2,03
600	SO_2	0,00000	0,00000	0,002	8,21	93,45
	H_2S	100,00	100,00	100,00	91,79	6,55
800	SO_2	0,00000	0,00000	0,0009	3,64	85,76
	H_2S	100,00	100,00	100,00	96,36	14,24
1000	SO_2	0,00000	0,00000	0,0005	1,90	75,50
	H_2S	100,00	100,00	100,00	98,10	24,50
2000	SO_2	0,00000	0,00000	0,00006	0,24	27,81
	H_2S	100,00	100,00	100,00	99,76	72,19
3000	SO_2	0,00000	0,00000	0,00002	0,07	10,25
	H_2S	100,00	100,00	100,00	99,93	89,75

суммарного содержания серы при 250°С. Повышение P_{H_2O} при постоянной температуре и концентрации H_2 приводит к росту доли H_2S таким образом, что повышение P_{H_2O} на порядок приводит к увеличению отношения H_2S/SO_2 также на порядок. Представляется интересным сравнить расчетные данные по соотношениям H_2S и SO_2 в газах и данные по конкретным пробам фумарольных газов для различных объектов. Из рассматриваемых выше объектов только для БТТИ имеется серия данных по одновременному определению H_2S и SO_2 . Проведенный анализ имеющихся данных показывает, что соотношение H_2S и SO_2 , характерное для конкретных проб по Южному прорыву БТТИ, соответствует $P_{H_2O} \sim 100$ атм при температуре, равной температуре отбора газов, либо соответствует температуре $\sim 800^\circ\text{C}$ при давлении воды 1 атм. Для газов Северного прорыва БТТИ такое сопоставление дает соответственно цифры: для $P_{H_2O} \sim 1000$ атм при температуре 920–950°С либо для температуры 600–700°С при $P_{H_2O} = 1$ атм. Подводя итог вышесказанному о формах нахождения серы в газах и соответственно в растворах, формирующихся под воздействием этих газов, на основе имеющихся данных и расчетов, можно сделать вывод, что при со-

Т а б л и ц а 42

Соотношения H_2S и SO_2 в зависимости от содержания в газах H_2 при разных температурах ($P_{H_2O} = 10$ бар)

H_2 , ммоль на 1 кг H_2O	Компонен- ты	Температура, °C				
		180	250	500	750	1000
1	SO_2	0,00000	0,004	99,78	100,00	100,00
	H_2S	100,00	100,00	0,22	0,00005	0,00000
10	SO_2	0,00000	0,00000	31,28	99,95	100,00
	H_2S	100,00	100,00	68,72	0,05	0,0003
50	SO_2	0,00000	0,00000	0,36	93,92	99,96
	H_2S	100,00	100,00	99,64	6,08	0,04
100	SO_2	0,00000	0,00000	0,06	65,89	99,68
	H_2S	100,00	100,00	99,95	34,11	0,32
400	SO_2	0,00000	0,00000	0,0007	2,93	82,81
	H_2S	100,00	100,00	100,00	97,07	17,19
600	SO_2	0,00000	0,00000	0,0002	0,89	58,80
	H_2S	100,00	100,00	100,00	99,11	41,20
800	SO_2	0,00000	0,00000	0,00009	0,38	37,58
	H_2S	100,00	100,00	100,00	99,62	62,42
1000	SO_2	0,00000	0,00000	0,00005	0,19	23,56
	H_2S	100,00	100,00	100,00	99,81	76,44
2000	SO_2	0,00000	0,00000	0,00001	0,02	3,71
	H_2S	100,00	100,00	100,00	99,98	96,29
3000	SO_2	0,00000	0,00000	0,00000	0,01	1,13
	H_2S	100,00	100,00	100,00	99,99	98,87

держаниях H_2 в газах более 1 ммоль/кг H_2O при температуре начала конденсации H_2O и давлении $H_2O = 1$ атм основной формой содержания серы в газе, а значит и в формирующемся под влиянием этого газа растворе, будет H_2S . При значениях $P_{H_2O} > 1$ основной формой серы также будет H_2S , но еще при более низких содержаниях H_2 . При этом концентрация H_2S , судя по содержаниям суммарной серы в фумарольных газах, может достигать 10 молей/кг H_2O . Самые низкие значения суммарной серы в фумарольных газах определены для Северного прорыва БТТИ и составляют $\sim 0,01$ моль/кг H_2O .

Таким образом, приведенные данные позволяют сделать вывод, что при конденсации газов, отделившихся от близповерхностных масс магматического вещества, образуются ультракислые растворы с содержанием HCl 0,08–0,8 моль/кг; HF 0,03–0,3 моль/кг (возможно, выше, судя по анализу окклюзированных газов), CO_2 0,01–6,5 моль/кг, H_2S (в окислительной обстановке SO_4^{2-}) 0,01–10 моль/кг.

Рассмотрим имеющиеся данные по формам переноса Hg в зависимости от химического состава растворов.

Т а б л и ц а 43

Соотношения H_2S и SO_2 в зависимости от содержания в газах H_2 при разных температурах ($P_{H_2O} = 100$ бар)

H_2 , ммоль на 1 кг H_2O	Компоненты	Температура, °C			
		311	500	750	1000
1	SO_2	0,07	97,85	100,00	100,00
	H_2S	99,93	2,15	0,0005	0,00000
10	SO_2	0,00007	4,35	99,49	100,00
	H_2S	100,00	95,65	0,51	0,003
50	SO_2	0,00000	0,04	60,72	99,60
	H_2S	100,00	99,96	39,28	0,40
100	SO_2	0,00000	0,005	16,19	96,86
	H_2S	100,00	100,00	83,81	3,14
400	SO_2	0,00000	0,00007	0,30	32,51
	H_2S	100,00	100,00	99,70	67,49
600	SO_2	0,00000	0,00002	0,09	12,49
	H_2S	100,00	100,00	99,91	87,51
800	SO_2	0,00000	0,00001	0,04	5,68
	H_2S	100,00	100,00	99,96	94,32
1000	SO_2	0,00000	0,00000	0,02	2,99
	H_2S	100,00	100,00	99,98	97,01
2000	SO_2	0,00000	0,00000	0,002	0,38
	H_2S	100,00	100,00	100,00	99,62
3000	SO_2	0,00000	0,00000	0,0007	0,11
	H_2S	100,00	100,00	100,00	99,89

Изучение физико-химических параметров среды минералообразования на примере современных гидротермальных систем, а также по анализу газожидких включений в минералах, новые экспериментальные данные по растворимости ртути в различных растворах, использование новых достижений химии комплексных соединений позволили ряду исследователей оценить наиболее вероятные формы переноса ртути при разных температурах (до $300^\circ C$) и давлениях (до 1000 кг/см²) [178, 186]. Этими исследованиями была показана важная роль не только сульфидных и гидросульфидных комплексов ртути, но также и хлоридных комплексов ртути в кислых средах. Была выявлена высокая миграционная способность ртути в воде в атомарной форме [154, 155].

В работах [178, 186] вопрос о формах переноса ртути в гидротермальных растворах рассматривается не только с учетом последних экспериментальных данных и современных достижений химической термодинамики, но и с учетом накопленных данных о физико-химических параметрах гидротермального минерало- и рудообразования. При расчетах форм нахождения ртути в растворах этими исследователями учитывается содержание в растворе сульфидной серы (до $1 \cdot 10^{-1}$ моль/кг), Cl^- (до $3,1 \cdot 10^{-1}$ моль/кг),

Т а б л и ц а 44

Соотношение H_2S и SO_2 в зависимости от содержания в газах H_2 при разных температурах ($P_{H_2O} = 1000$ бар)

H_2 , ммоль на 1 кг H_2O	Компоненты	Температура, °C			
		374	500	750	1000
1	SO_2	0,58	81,99	99,99	100,00
	H_2S	99,42	18,01	0,01	0,00003
10	SO_2	0,0006	0,45	95,08	99,97
	H_2S	100,00	99,55	4,92	0,03
50	SO_2	0,00000	0,004	13,39	96,10
	H_2S	100,00	100,00	86,61	3,90
100	SO_2	0,00000	0,0005	1,90	75,50
	H_2S	100,00	100,00	98,10	24,50
400	SO_2	0,00000	0,00001	0,03	4,59
	H_2S	100,00	100,00	99,97	95,41
600	SO_2	0,00000	0,00000	0,01	1,41
	H_2S	100,00	100,00	99,99	98,59
800	SO_2	0,00000	0,00000	0,004	0,60
	H_2S	100,00	100,00	100,00	99,40
1000	SO_2	0,00000	0,00000	0,002	0,31
	H_2S	100,00	100,00	100,00	99,69
2000	SO_2	0,00000	0,00000	0,0002	0,04
	H_2S	100,00	100,00	100,00	99,96
3000	SO_2	0,00000	0,00000	0,00007	0,01
	H_2S	100,00	100,00	100,00	99,99

HCO_3^- (до $1 \cdot 10^{-1}$ моль/кг), pH (2–9). Эти работы позволили прийти к выводу о ведущей роли Hg^0 (раствор), HgS (HS^-), $Hg(HS)_2^0$ и HgS_2^{2-} в переносе ртути гидротермальными растворами во всем диапазоне указанных концентраций компонентов при температурах до 150–200°C. Соотношения между названными формами меняются в зависимости от конкретных физико-химических параметров растворов.

На основе последних данных по изучению газовой-жидких включений в минералах [71] выделены основные типы природных гидротермальных растворов по их химическому составу, которые, по мнению авторов, "... отвечают реальным условиям минералообразования на конкретных изученных месторождениях различных минеральных типов ртутной рудной формации в Алтае-Саянской, Верхояно-Чукотской, Среднеазиатской, Донецкой и других рудных провинциях СССР" [71, с. 7]. Авторы пришли к выводу, что гидротермальные рудообразующие растворы являются сложными растворами с достаточно высокой минерализацией. Содержание $NaCl$ достигает 3,6 моль/кг, $CaCl_2$ до 1,35 моль/кг, $NaHCO_3$ до 0,6 моль/кг, Na_2CO_3 до 0,47 моль/кг, CO_2 до 0,45 моль/кг. Содержание H_2S оценивается в пределах $1 \cdot 10^{-4}$ – $1 \cdot 10^{-1}$ моль/кг, pH от 3,25 до 12,1 при 25°C. Зада-

ваясь конкретными физико-химическими параметрами растворов и выполнив серию термодинамических расчетов, авторы сформулировали общие закономерности распределения форм нахождения ртути в растворе, ответственных за перенос ртути растворами с заданными физико-химическими параметрами. Вот некоторые из этих закономерностей.

Даже в достаточно кислых ($\text{pH} \sim 3$ при 25°C) сульфидно-хлоридных растворах с низкой концентрацией сульфидной серы ($1 \cdot 10^{-4}$ моль/кг) при низких температурах (25°C) доминирует гидросульфидный комплекс ртути. С повышением концентрации сульфидной серы роль этого комплекса увеличивается. С увеличением температуры и понижением pH увеличивается роль хлоридных и хлоридно-гидросульфидных комплексов ртути. В близнезтральной области pH при всех исследованных температурах (до 250°C) значимыми для переноса ртути являются комплексы $\text{Hg}(\text{HS})_2^0$, $\text{HgS}(\text{HS})^-$, HgS_2^{2-} . Соотношения этих комплексов друг с другом зависят в основном от концентрации сульфидной серы в растворе и pH . Концентрация хлоридов в подобных растворах практической роли в переносе ртути не играет. Авторы [71] отмечают, что сознательно остановились на рассмотрении форм переноса только $\text{Hg}(I)$. Для более полного анализа с учетом форм $\text{Hg}(I)$ и $\text{Hg}(0)$ недостаточно данных о термодинамических характеристиках образования комплексов $\text{Hg}(I)$ и об окислительно-восстановительной обстановке, обуславливающей нахождение $\text{Hg}(0)$ в гидротермальных растворах.

Приведенные данные позволяют считать основной формой переноса ртути в образовавшихся ультракислых растворах хлоридные комплексы. По мере повышения pH за счет взаимодействия ультракислых растворов с вмещающими породами увеличивается роль хлоридно-гидросульфидных и гидросульфидных комплексов. При конденсации газов с низкими концентрациями HCl основную роль в переносе ртути будут играть гидросульфидные и сульфидные комплексы. Потоки таких газов могут возникать на фоне частичной конденсации газов, когда на первых стадиях конденсации из газов выводится практически полностью HCl и HF , а CO_2 и H_2S остаются практически полностью в газовой фазе.

РТУТЬ В ПРОЦЕССАХ ДЕГАЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ И ЛАВОВЫХ ПОТОКОВ

А.А. Сауков [143] подчеркнул, что потенциал ионизации Hg ($I_1 = 10,43$ эВ) выше соответствующих потенциалов ионизации Au ($I_1 = 9,22$ эВ) и Ag ($I_1 = 7,57$ эВ), т.е. благодаря высокому потенциалу ионизации Hg стремится восстанавливаться до металла из любых ее соединений. Если бы не исключительно высокая летучесть Hg , нахождение этого металла в самородном состоянии было бы более обычным, чем для золота и серебра.

Рядом исследователей [175, 176; и др.] показано, что уже при нагревании пород до $700\text{--}800^\circ\text{C}$ вся ртуть независимо от исходных форм нахождения ее в породах переходит в газовую фазу. Эти данные предполагают преимущественное нахождение Hg в магме в газовой фазе. Это подтверждается тем, что в эффузивных и интрузивных породах ртуть находится преимущественно в квазигазообразном состоянии и отгоняется из пород уже при $T = 260\text{--}380^\circ\text{C}$ [176].

А.А. Маракушевым и Н.И. Безменом [82] показано, что при высоких температурах, характерных для магматических процессов, в ряду благородных металлов Ag, Os, Ir, Pt, Au и Hg тенденция к выделению в самородное состояние наиболее выражена для Hg.

Исключительно высокая летучесть Hg, высокий потенциал химической индифферентности при магматических температурах позволяют допустить относительно равномерное распределение Hg в магмах (силикатном расплаве и газовой фазе). Косвенным свидетельством этому является близость (см. гл. 1) содержаний Hg в эффузивах ряда базальт–риолит, образующихся в результате дифференциации (ионно-гравитационной, кристаллизационной, эманационной) первичных мантийных магм. Об этом же свидетельствуют данные А.А. Саукова и др. [143] о том, что процессы дифференциации в магматических очагах не приводят к различию содержаний Hg в дифференциатах. Следовательно, сохраняется относительно равномерное распределение Hg в магме.

В геохимии утвердилось представление о чрезвычайно высокой мобильности ртути в магматических и гидротермальных процессах. Поэтому представляет существенный интерес уже приближенная количественная оценка поведения Hg в процессах дегазации магматических очагов. Речь идет прежде всего о близповерхностных магматических очагах, продукты дегазации которых в значительной мере характеризуют рассмотренные выше данные по составу фумарольных и магматических газов, включая содержание в них ртути.

Не будет ошибкой разграничить процессы дегазации магматических очагов на два этапа. Первый этап характеризуется конвективным истечением флюидной фазы, второй этап — диффузионной миграцией летучих компонентов из магмы во вмещающую магматический очаг среду.

Содержание летучих в магмах верхних частей земной коры обычно составляет не более 3 вес.%. Содержание Hg во флюиде принимается равным максимальному значению, установленному в магматических газах ($8,8 \cdot 10^{-5}$ г/кг H_2O , см. табл. 34). Элементарные расчеты показывают, что в условиях полной дегазации (истечение 3 вес.% летучих во вмещающую среду) содержание Hg в магме может измениться не более чем на 0,3%. Эта величина значительно ниже ошибки наиболее точных методов определения Hg ($\pm 10 \div 11\%$).

Для оценки значимости диффузионного этапа дегазации необходимо определить диффузионные потоки ртути через поверхность раздела магма — магматический очаг — вмещающая среда.

Диффузионные потоки Hg через поверхность раздела можно оценить, решая уравнение диффузии для полубесконечной среды:

$$D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} = \frac{\partial c}{\partial t}, \quad (3)$$

для начальных и граничных условий

$$c = c_0, \quad x \geq 0, \quad t = 0;$$

$$c = 0, \quad x = 0, \quad t > 0$$

решение имеет вид

$$Q = D \left(\frac{\partial c}{\partial x} \right)_{x=0} = c_0 \sqrt{\frac{D}{\pi t}} \quad (8)$$

Диффузионные потоки при дегазации лавовых потоков можно оценить из уравнения диффузии для пластины толщиной d . При начальных и граничных условиях

$$\begin{aligned} c &= c_0, \quad 0 \leq x \leq d, \quad t = 0; \\ c &= 0, \quad x = 0, \quad x = d, \quad t > 0 \end{aligned}$$

удельный диффузионный поток равен

$$Q = \frac{8c_0D}{d} \sum_{n=0}^{\infty} \exp \left\{ - \left[\frac{\pi(2n+1)}{d} \right]^2 Dt \right\} \quad (4)$$

Сведения о коэффициентах диффузии Hg крайне ограничены.

По данным Ю.И. Стахеева значение коэффициента диффузии ртути в оливине $D = 10^{-6}$ см²/с. В то же время значение D_{Hg} в металлах (например, в кадмии) при $T = 202^\circ\text{C}$ составляет $2,5 \cdot 10^{-9}$ см²/с.

Надежные данные по коэффициентам диффузии ртути в силикатных расплавах авторам неизвестны. Оценку значений D_{Hg} можно выполнить по уравнению Стокса—Энштейна

$$\frac{D\mu}{KT} = \frac{1}{4\pi r} \quad (22)$$

где D — коэффициент диффузии; μ — коэффициент вязкости; K — постоянная Больцмана; r — радиус диффундирующей частицы; T — абсолютная температура. Принимая $T = 1200^\circ\text{C}$ и вязкость базальтового расплава $\mu = 1 \cdot 10^5$ пз, из уравнения (22) получим $D_{\text{Hg}} = 1,15 \cdot 10^{-11}$ см²/с. Это очень низкое значение, которое на 4 порядка ниже значения D_{Hg} в оливине и на 2 порядка ниже D_{Hg} в твердом кадмии при $T = 202^\circ\text{C}$. Здесь уместно напомнить, что очень большое расхождение экспериментальных данных и полученных по уравнению Стокса—Энштейна показано для коэффициентов диффузии воды в силикатных расплавах Н.И. Хитаровым и Е.Б. Лебедевым [74], а также Г. Шоу [73]. Данные Ю.И. Стахеева также требуют тщательной экспериментальной проверки. В самом первом приближении удельные диффузионные потоки Hg через поверхность магматических очагов можно оценить из уравнения, принимая для ртути значение коэффициента диффузии $D = 1 \cdot 10^{-6}$ см²/с, т.е. близкое значению коэффициента диффузии благородных металлов в расплавах металлов и солей. Следует подчеркнуть, что это значение на порядок выше коэффициентов диффузии некоторых металлов (Mg, Ca) в силикатных расплавах [187]. Результаты приближенных расчетов даны в табл. 45, из которых следует, что диффузионные потоки ртути через магматические очаги исчезающе малы. Следовательно, дегазация по механизму диффузии не эффективна и не может приводить к существенному изменению содержаний Hg в магматическом очаге (интрузии) даже за геологические времена.

Т а б л и ц а 45

Удельные диффузионные потоки Hg через поверхность магматического очага (Q_{Hg})

$\tau, \text{с}$	$Q_{\text{Hg}}, \text{г/см}^2 \cdot \text{с}$
10^1	$1,3 \cdot 10^{-11}$
10^3	$1,3 \cdot 10^{-12}$
10^5	$1,3 \cdot 10^{-13}$
10^7	$1,3 \cdot 10^{-14}$
10^9	$1,3 \cdot 10^{-15}$

П р и м е ч а н и е. Исходные данные: $C_0 = 3,0 \cdot 10^{-6} \%$ или $7,5 \cdot 10^{-8} \text{ г/см}$; $D_{\text{Hg}} = n \times 10^{-6} \text{ см}^2/\text{с}$.

Полученные приближенные оценки по выносу Hg в процессах дегазации магм дают возможность полагать, что условия существования магматических очагов, их дегазация не приводят к заметному изменению первичного содержания Hg в магмах. Таким образом, содержания Hg в магматических породах (абсолютно свежих, не затронутых какими-либо вторичными процессами) отражают содержания в веществе субстрата на уровне генерации магм, что полностью согласуется с геохимическими результатами, рассмотренными выше (см. гл. 1).

Столь индифферентное поведение Hg в магматических процессах объясняется прежде всего чрезвычайно низкими значениями содержаний Hg в первичных

магмах и продуктах их дифференциации, а также близкими либо идентичными концентрациями Hg в магмах и обособляющейся газовой фазе. Действительно, содержание Hg в лавах (магме) Большого трещинного Толбачинского извержения составляет $(3 \div 4) \cdot 10^{-6} \%$ [93]. Максимальные концентрации Hg в магматических газах $8,8 \cdot 10^{-6} \text{ вес.}\%$. Следовательно, содержания в единице массы магматического расплава и отделяющейся от расплава газовой фазе имеют один порядок величины, или иначе коэффициент распределения ртути между жидкой и газовой фазами в магмах близок к единице. Этот факт имеет исключительно большое значение, так как позволяет понять, почему в природе не обнаруживаются гидротермальные ртутные месторождения, связанные с интрузивами.

Г Л А В А 3

РТУТЬ В ГИДРОТЕРМАХ

При изучении магматических и фумарольных газов вулканов обычно не возникает проблем с источниками тепла и вещества. Они очевидны. Несравненно более сложной является задача об источниках тепла и вещества гидротерм, зоны разгрузки которых не связаны непосредственно с вулканическими постройками и локализованы в пределах самых разнообразных вулканотектонических структур.

В соответствии с тектоническими особенностями регионов и характером проявления ртутной минерализации на Северо-Востоке СССР выделен ряд ртутных провинций и в том числе Корякско-Камчатская. По аналогии с металлогеническим делением предприняты попытки определения металлогенической специализации современного гидротермального про-

Т а б л и ц а 46

Средние содержания компонентов в гидротермах Камчатки, ммоль/кг H₂O
(мг-ион/кг H₂O)

№ и название термальных источников	K ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ CO ₃ ²⁻	H ₃ BO ₃	H ₄ SiO ₄
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1. Тымлатские	—	47,17	0,00	3,62	0,49	2,68	12,11	28,42	0,07	0,69
2. Дранкинские	0,19	6,61	0,08	5,74	0,29	0,99	8,22	0,51	0,06	0,59
3. Паланские	0,16	7,04	0,01	1,52	0,16	0,37	4,31	0,62	0,04	0,83
4. Коркава-ямские	0,31	13,96	0,06	0,15	0,07	3,07	1,39	8,42	0,06	0,96
5. Ивашкинские	0,04	2,30	0,00	0,52	0,07	0,45	1,20	0,69	0,01	0,49
6. Русаковские	0,05	5,83	0,01	3,22	0,13	1,38	5,28	0,59	0,02	0,56
9. Куньманкучские	0,18	5,91	0,01	1,85	0,33	3,02	3,87	0,00	0,09	0,33
14. Двухурочные	0,46	27,43	0,01	2,79	0,14	16,22	7,89	1,33	1,65	1,64
15. Большие Киреунские	0,69	19,35	0,00	0,80	0,05	17,26	1,45	1,07	2,14	1,59
16. Малые Киреунские	0,43	19,35	0,04	2,87	0,19	16,67	3,87	1,10	2,28	1,45
17. Беловские	—	0,17	—	0,57	0,12	0,20	0,20	1,00	0,55	—
18. Крерукские	0,64	21,48	0,00	2,05	0,40	4,63	7,14	8,05	0,23	1,98
19. Апапельские	0,43	17,48	0,00	0,27	0,09	4,63	4,35	2,85	1,67	2,83
20. Нижне-апапельские	0,66	17,52	0,00	1,02	0,18	4,15	4,29	7,01	1,25	2,29
21. Опалинские	0,79	19,70	0,00	1,15	1,11	4,49	5,70	2,70	0,45	1,79
22. Оксинские	0,56	35,48	0,02	0,77	0,82	5,42	6,12	19,83	1,20	1,98
23. Анавгайские	—	10,78	0,00	3,64	0,04	3,95	6,88	0,49	0,21	0,95
24. Промежуточные	—	6,00	—	1,22	0,06	1,35	2,91	1,64	—	0,46
25. Быстринские	—	20,52	0,00	6,81	0,53	16,67	8,94	0,80	1,28	0,40
26. Эссовские	0,17	10,35	0,00	2,22	0,02	2,14	5,53	0,48	1,50	1,60
28. Верхнекимитинские	—	8,83	—	1,32	0,15	1,10	4,54	1,00	0,21	—
29. Среднекимитинские	—	38,70	0,00	13,45	9,14	42,31	11,90	0,98	1,60	—
30. Мыса Фарики	1,48	64,61	0,01	1,45	0,35	27,50	19,39	2,56	0,45	0,38
33. Нижнечажминские	0,07	7,78	0,01	0,52	0,02	3,78	1,69	0,57	0,36	1,42

Т а б л и ц а 46 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
34. Северо-Кроноцкие	—	8,87	0,02	1,35	0,01	5,61	2,48	0,49	0,11	0,76
35. Южно-Кроноцкие	—	24,74	0,04	4,64	0,70	14,81	9,75	0,49	0,18	0,92
36. Верхне-чажминские	—	13,70	0,11	0,30	0,15	7,19	2,39	1,64	—	0,67
37. Ивановские	—	12,00	0,17	0,25	0,23	4,01	0,26	5,42	—	0,46
38. Малые Чажминские	—	7,13	0,17	0,12	0,28	3,02	0,26	2,79	—	0,56
39. Тюшевские	0,06	6,43	0,00	0,05	0,05	2,14	0,79	1,87	0,16	1,60
40. Верхнешапшинские	2,74	47,74	0,01	3,62	1,89	42,51	3,08	14,37	5,87	1,24
41. Сторожевские	2,12	19,96	0,04	2,00	2,72	16,36	0,61	14,01	2,85	2,28
46. Узонские	1,86	26,30	0,98	1,50	1,02	21,16	4,79	4,65	3,17	3,14
48. Долины Гейзеров	1,25	20,52	0,09	0,52	0,12	20,59	1,33	1,29	1,63	3,65
49. Верхнесемячинские	0,00	0,00	2,66	0,00	0,00	0,03	0,31	1,98	0,61	0,00
50. Нижнесемячинские	1,00	2,22	0,19	3,27	3,29	3,98	3,24	5,00	0,29	2,02
52. Вулкана Карымского	1,02	11,35	0,00	1,82	6,87	7,36	6,69	9,60	0,21	1,17
53. Вулкана Академии наук	0,66	13,61	0,06	0,07	0,04	8,49	0,59	1,80	0,86	1,56
54. Кедровский	—	1,57	—	0,05	0,16	0,59	0,17	1,20	—	—
55. Нижнедзэнзурские	0,72	13,17	0,03	2,42	5,14	7,19	0,02	21,34	1,71	1,13
57. Краеведческие	5,50	71,83	0,02	14,12	1,56	84,43	8,75	5,20	7,15	2,16
58. Таловые	3,86	49,70	0,08	16,24	1,69	56,98	12,50	7,52	4,64	1,69
59. Шайбные	2,12	42,39	0,08	1,92	3,13	56,90	12,22	8,00	5,24	1,69
60. Реки Горячей	2,56	25,13	0,03	2,72	4,44	22,91	2,36	5,51	2,12	1,66
61. Реки Желтой	3,40	42,91	0,18	6,66	2,72	45,61	4,57	8,75	5,42	1,55
62. Налачевские	3,89	43,30	0,23	5,59	1,23	45,05	4,67	7,05	6,52	2,25
63. Кехкуйские	1,07	43,22	0,02	4,12	2,22	32,98	2,27	19,17	2,93	0,97
65. Пушинские	1,92	71,96	0,44	3,62	2,88	40,25	5,27	35,97	4,59	0,96
66. Тимановские	0,72	26,22	0,00	3,44	2,63	12,50	4,00	17,99	0,45	0,93
67. Малкинские	0,12	6,96	0,01	0,10	0,05	2,54	1,45	1,56	0,44	1,59

Т а б л и ц а 46 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
68. Начикинские	0,33	14,04	0,00	0,70	0,09	5,19	4,64	1,05	0,47	1,38
69. Апачинские	0,28	5,35	0,00	0,20	0,08	3,33	0,82	2,08	1,20	1,60
70. Малые Банные	0,13	7,30	—	0,65	0,07	1,72	2,51	2,00	—	1,25
71. Большие Банные	0,46	13,39	0,00	0,42	0,07	2,88	4,93	1,44	0,24	2,94
72. Карымчинские	0,25	8,78	0,00	0,65	0,07	1,72	2,93	1,52	0,16	2,20
73. Карымшинские	0,07	5,52	0,00	0,62	0,08	1,86	2,32	0,36	0,23	—
74. Верхнепаратунские	0,15	12,13	0,01	3,02	0,07	4,26	6,80	0,43	0,40	0,79
75. Среднепаратунские	0,14	9,87	0,01	2,25	0,10	1,52	6,28	0,41	0,49	1,05
76. Нижнепаратунские	0,15	8,39	0,01	3,72	0,25	5,59	7,60	0,80	0,40	0,78
79. Виллойские	—	8,87	0,00	2,74	0,06	11,11	1,53	0,51	—	0,61
80. Вилючинские	—	7,39	0,00	2,74	0,74	6,21	0,52	7,54	—	—
81. Жировые	0,19	7,48	0,01	0,17	0,12	2,99	1,18	1,80	0,94	2,13
85. Асачинские	—	8,17	0,01	0,72	0,06	4,96	2,01	0,75	—	0,60
87. Опальские	0,02	4,30	0,06	0,25	0,33	1,10	1,84	0,69	0,05	1,13
88. Саванские	0,69	13,04	0,26	0,40	0,06	12,75	0,17	1,26	1,70	1,33
92. Гольгинские	1,20	38,83	0,24	6,31	0,78	43,22	3,70	3,11	0,94	1,88
93. Кужетенские	—	8,61	0,00	4,64	0,05	1,44	7,75	1,10	0,23	—
97. Озерновские	0,17	8,78	0,07	4,22	0,20	5,81	5,50	0,54	0,31	1,63
99. Паужетские	2,20	40,87	0,03	1,50	0,03	44,57	0,78	0,66	3,56	2,55
100. Хребта Камбального	0,00	0,00	9,65	0,00	0,00	0,20	—	8,77	0,03	—
101. Верхнекошелевские	—	0,65	3,05	0,02	0,01	0,08	0,62	2,44	0,79	—
102. Нижнекошелевские	—	0,17	2,77	0,00	0,00	0,08	0,40	2,62	0,08	—
103. Сивучинские	1,92	12,57	0,33	2,17	0,82	7,76	4,24	3,10	3,82	1,50
104. Тепловские	—	2,39	0,00	1,45	0,70	1,50	0,52	4,14	—	0,95

Примечание. Таблица рассчитана по данным [165, с. 12, табл. 2].

Таблица 47

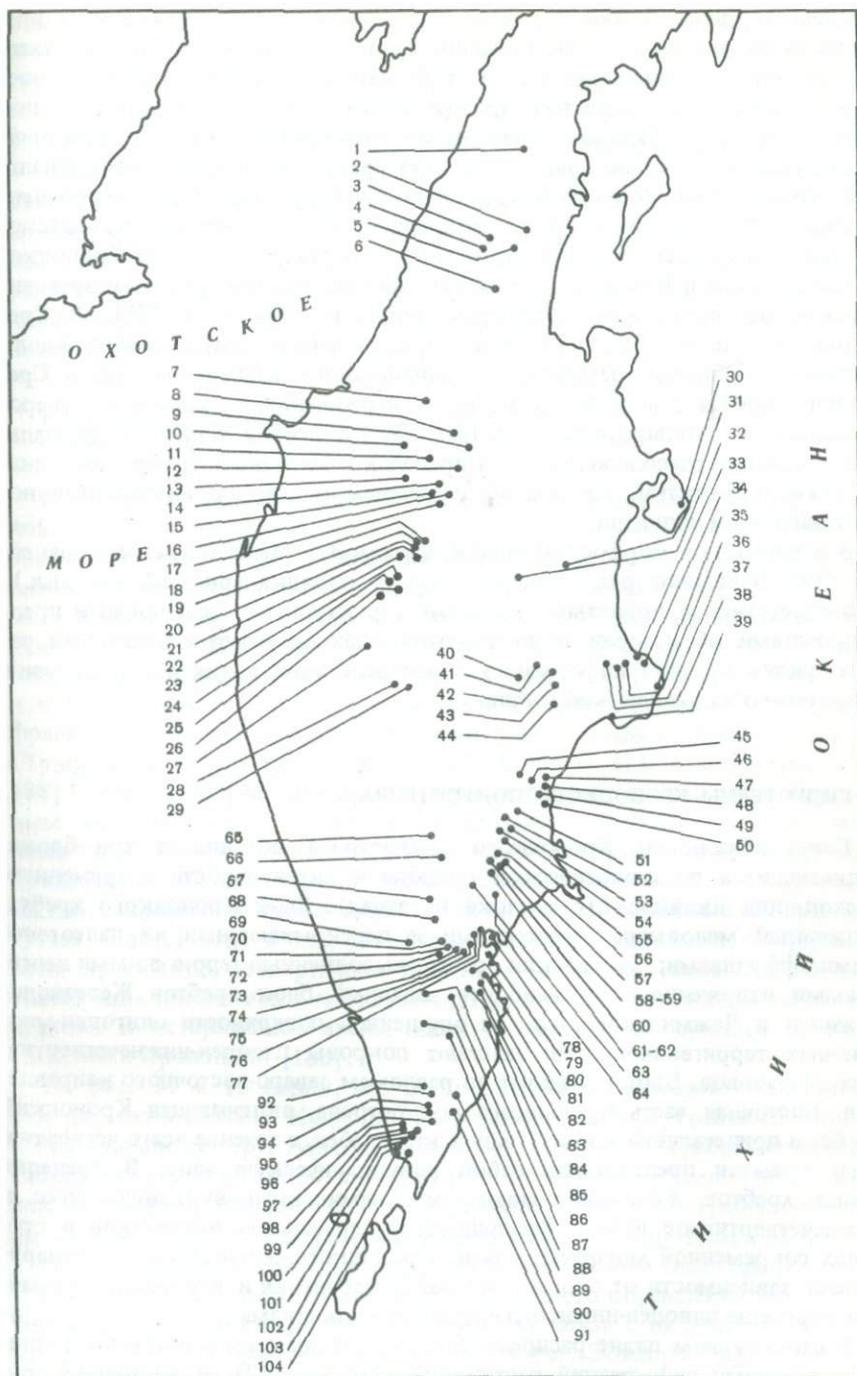
Химические типы гидротерм различных геоструктурных зон Камчатки

Типы вод по преобладающим ионам		Геоструктурная зона							T°С
Анионы	Катионы	I	II	III	IV	V	VI	VII	
Cl	Na	-	-	+	-	-	+	+	Кипящие
Cl	Na (Na, Ca)	-	+	-	+	-	-	-	42-75
Cl, SO ₄	Na	+	-	-	-	-	-	+	37-72
Cl, SO ₄	Na, Ca	-	-	-	+	-	-	-	20-38
Cl, HCO ₃	Na	+	+	-	+	+	+	-	38-71
SO ₄ , Cl(SO ₄)	Na	-	-	-	-	+	-	+	Кипящие
SO ₄ , Cl(SO ₄)	Na	+	-	-	-	+	-	+	58-80
SO ₄ , Cl(SO ₄)	Na, Ca	-	-	-	-	+	+	+	55-85
HCO ₃ , Cl	Na	+	-	-	+	-	-	-	25-46
SO ₄ , HCO ₃ , Cl	Mg, Ca (Mg, Na)	-	-	+	-	-	-	-	45-49
SO ₄ , HCO ₃	Na	-	-	-	-	-	-	+	57
HCO ₃ , SO ₄	Na	-	-	-	-	-	-	+	40-56

Примечание. Исходные данные см. в табл. 46; геоструктурные зоны: I — Кроноцкий полуостров; II — Кроноцко-Гамченский участок грабен-синклинали Восточной Камчатки; III — Узон-Карымский участок грабен-синклинали Восточной Камчатки; IV — Авачинско-Жупановский участок грабен-синклинали Восточной Камчатки; V — Начикинская зона поперечных поднятий; VI — Паужетская вулканотектоническая структура; VII — Срединный хребет.

цесса в пределах вулканических поясов Камчатки, Курильских островов, а также других вулканических поясов Тихоокеанского подвижного пояса [34, 104, 143] С.И. Набоко отмечает, что для областей современной тектономагматической активности Тихоокеанского подвижного пояса характерна "современная преимущественно сульфидная мышьяково-сурьмяно-ртутная с золотом, серебром и битумами гидротермальная минерализация, которая отражает специализацию гидротерм на эти элементы" [104, с. 102]. Поэтому интересно проанализировать с этой точки зрения имеющиеся сведения по содержаниям Hg в гидротермах Курило-Камчатского вулканического пояса на фоне общей гидрохимической характеристики гидротерм и условий их разгрузки на поверхность.

Химический состав гидротерм различных структурных зон показан в табл. 46, 47. Подавляющее большинство зон разгрузки гидротерм сосредоточено в пределах современных грабен-синклиналей Восточной и Южной Камчатки и Срединного хребта. Выходы гидротерм в пределах грабен-синклинали Восточной Камчатки распределены симметрично относительно структуры, они расположены в основном в ее осевой части или вдоль полосы выделяемых В.И. Влодавцем и Б.И. Пийпом [40] разломов северо-восточного направления, контролирующих положение большинства действующих вулканов Восточной Камчатки. За пределами грабен-синклинали Восточной Камчатки выходы гидротерм устанавливаются вдоль редуцированных поперечных северо-западных структур: Налачевской структурно-фациальной зоны и Начикинской зоны поперечных поднятий, разделяющей структуры Восточной и Южной Камчатки. В плиоцен-



Р и с. 11. Распределение зон разгрузки гидротерм Камчатки

Зоны, рассмотренные в настоящей работе, см. на схеме в табл. 46

нижнечетвертичное время эти зоны характеризовались напряженным тектоническим режимом и интенсивным вулканизмом [40]. Гидротермальная активность наблюдается и в горст-антиклинальных структурах восточного побережья Камчатки, примыкающих к поперечным северо-западным структурам тектоно-магматической активизации. Так, многочисленные группы источников (рис. 11, 33–39) приурочены к горст-антиклинальной структуре Кроноцкого полуострова, сложенной породами мел-палеогеновых толщ, а также к горст-антиклинальной структуре п-ова Камчатского мыса. Существенно подчеркнуть, что для горст-антиклиналей Кроноцкого полуострова и Камчатского мыса на протяжении четвертичного времени характерны интенсивные дифференцированные движения [88]. В Срединном хребте выходы гидротерм сосредоточены преимущественно вдоль системы глубинных разломов, ограничивающих грабен-синклиналь Срединного хребта с востока, в зонах их пересечений с разломами северо-западного и субширотного направлений. На Южной Камчатке термальные источники расположены как в пределах современной грабен-синклинали Южной Камчатки, так и в обрамляющем ее с запада аккумулятивно-тектоническом поднятии.

В современной морфоструктуре Камчатки И.В. Мелекесцев и его соавторы [88] выделяют ряд структур второго порядка (рис. 12, см. вкл.). В соответствии с принятыми авторами структурными делениями и представлениями об истории развития отдельных структур в настоящей работе дается краткая информация о распределении в них зон разгрузки гидротерм и их химический состав.

ГИДРОТЕРМЫ КРОНОЦКОГО ПОЛУОСТРОВА

Горст-антиклиналь Кроноцкого полуострова объединяет три блока, отличающиеся по геологической природе и интенсивности современных восходящих движений (с востока на запад): блок Кроноцкого хребта, сложенный меловыми отложениями и перекрывающими их палеогеновыми эффузивами; Тюшевский грабен, выполненный терригенными неогеновыми отложениями, и наиболее западный блок хребтов Железнодорожного и Чажминского, где на опущенной поверхности олигоцен-миоценовых терригенных толщ залегают покровы плиоцен-нижнечетвертичных эффузивов. Блоки граничат по разломам северо-восточного направления. Восточная часть Кроноцкого полуострова, включающая Кроноцкий хребет и прилегающий к нему Тюшевский грабен, в течение всего четвертичного времени представляла собой невулканическую зону. В пределах блока хребтов Железнодорожного и Чажминского вулканизм угас в нижнечетвертичное время. Распределение термальных источников в пределах современной морфоструктуры Кроноцкого полуострова не обнаруживает зависимости от площадного распространения и эволюции, по крайней мере, еще плиоцен-нижнечетвертичного вулканизма.

В структурном плане распределение термальных источников контролируется зонами деформаций растяжения (см. рис. 12). В восточной прибрежной части полуострова зоны разгрузки гидротерм приурочены к системе северо-восточных разломов, контролирующей внедрение основ-

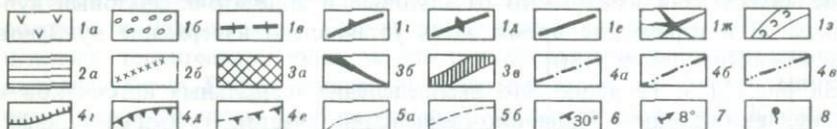
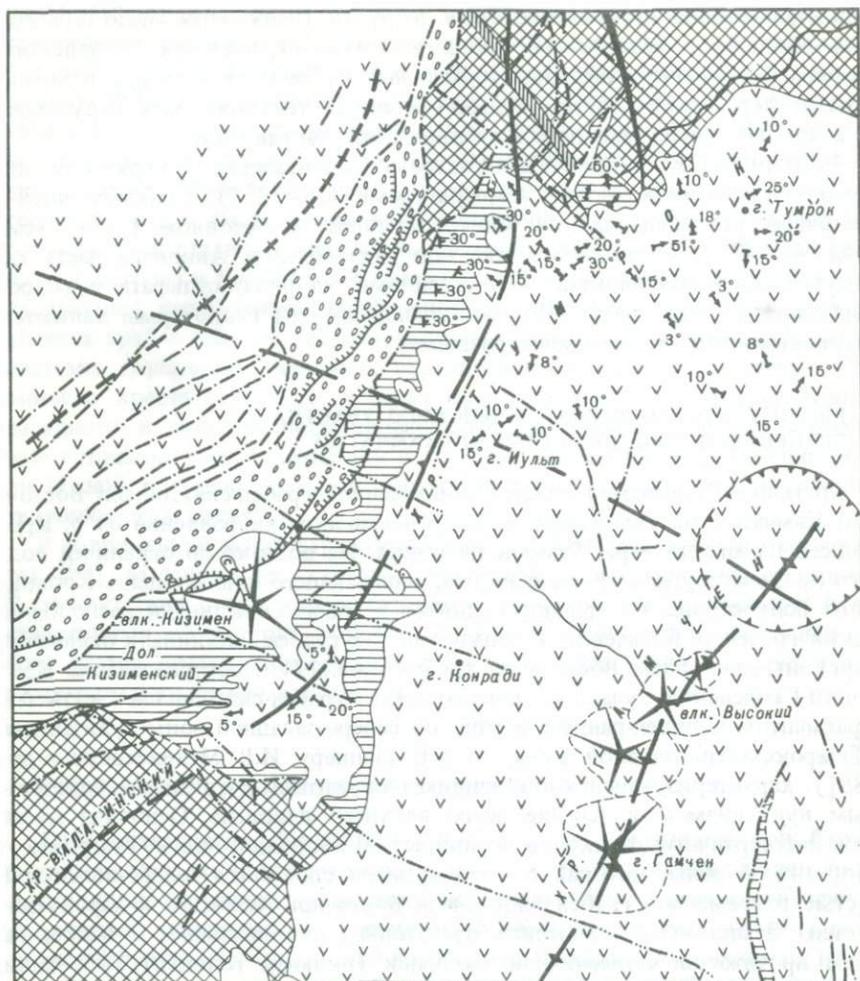
ных и ультраосновных палеогеновых интрузий. Наибольшее число термальных источников установлено вдоль разломов ограничения Тюшевского грабена. Положение отдельных термальных источников и их групп задано зонами пересечения систем северо-восточных тектонических нарушений с разломами северо-западного и субширотного направлений.

Гидротермы Кроноцкого полуострова, достигающие поверхности, характеризуются невысокими температурами (25–72°C), слабощелочной–щелочной реакцией, низкой минерализацией (в основном 1 г/л) (см. табл. 46, 47). Химический состав вод разнообразен. Анионная часть характеризуется различными соотношениями хлорида, сульфата и гидрокарбоната (+ карбоната). По катионному составу гидротермы являются натриевыми либо кальциево-натриевыми.

ГИДРОТЕРМЫ КРОНОЦКО-ГАМЧЕНСКОГО УЧАСТКА ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Кроноцко-Гамченский участок современной грабен-синклинали Восточной Камчатки протягивается в северо-восточном направлении от р. Кроночкой на юге до горы Тумрок на севере. На востоке он ограничен поднятием дочетвертичного фундамента, занимающего всю площадь Кроноцкого полуострова. На границе поднятия и грабен-синклинали расположен узкий грабен р. Богачевки. С запада участок грабен-синклинали ограничен горст-антиклинорием Восточного хребта (рис. 13). Пространственно Кроноцко-Гамченский участок современной грабен-синклинали является фрагментом плиоцен-раннечетвертичной северо-западной зоны вулканизма (Тумрокско-Никольской зоны, по А.Е. Шанцеру, И.В. Мелекесцеву и др. [88]), характеризующейся интенсивным андезитовым и андезито-базальтовым вулканизмом в течение всего верхнего плиоцена. Основная масса нижнечетвертичных вулканов возникает в восточной части Тумрокско-Никольской зоны, которая с этого времени становится северо-восточной частью современной грабен-синклинали Восточной Камчатки и характеризуется базальтовым и андезито-базальтовым вулканизмом. В целом на всем протяжении четвертичной эволюции (включая голоцен) этой части грабен-синклинали имел место базальтовый и андезито-базальтовый вулканизм. В историческое время здесь установлено извержение вулканов Кизимен и Кроноцкий [180].

На рис. 11 и 12 видно, что распределение термальных источников в районе, включающем Кроноцко-Гамченский участок грабен-синклинали и образующие ее структуры, не ограничено структурой грабен-синклинали. Распределение источников в восточных структурах обрамления рассмотрено в предшествующем разделе. В пределах собственно грабен-синклинали устанавливается зона разгрузки Сторожевских гидротерм (см. рис. 11, 12, 42), положение которой контролируется разломом типа сброса с амплитудой 100–200 м по р. Сторож, вдоль западного обрамления участка грабен-синклинали. Видимая пространственная связь с активными вулканами для Сторожевских источников отсутствует. Западнее грабен-синклинали, в пределах Шапинского грабена установлены [88] две группы гидротерм – Нижне- и Верхнешапинские (40, 41), – фильтрующихся вдоль системы разломов восточного ограничения Шапинского грабена. Зона



Р и с. 13. Распределение выходов термальных вод Кроноцко-Гамченского участка грабен-синклинали Восточной Камчатки, тектоническая схема [по И.В. Мелекесцеву и др.] [88]

1а – верхний структурный этаж; б – грабен р. Щапиной, в – оси горстообразующих поднятий, г – односторонний горст хребта Тумрок, д – ось аккумулятивного поднятия хр. Гамчен, е – ось Тумрокско-Никольской поперечной зоны, ж – голоценовые и верхнечетвертичные вулканы, з – голоценовые лавовые потоки; 2а – средний структурный этаж; 2б – лавовые потоки; 3а – нижний структурный этаж; б – оси антиклиналей, в – оси синклиналей; 4 – разрывные нарушения; а – установленные, б – предполагаемые, в – предполагаемые продолжения разломов под четвертичными образованиями, г – кольцевые разломы установленные, д – кольцевые разломы предполагаемые, е – разломы в голоценовых отложениях; 5 – геологические границы; а – установленные, б – предполагаемые; б – элементы залегания; 7 – углы естественного наклона пластов; 8 – выходы термальных вод

растяжения, фиксированная на поверхности Шапинским грабеном, структурно контролирует не только зоны разгрузки гидротерм, но и положение андезитового действующего вулкана Кизимен (см. рис. 12). Можно говорить о генетической связи гидротермальных растворов с деятельностью вулкана Кизимен лишь предположительно, но общность структурного контроля, пространственного положения зоны разгрузки гидротерм и магмоподводящих каналов вулкана Кизимен несомненны. Наконец, известно, что и Сторожевский сброс, и Шапинский грабен являются тектоническими элементами мощной тектонической зоны северо-восточного направления, сформировавшейся, судя по характеру тектонических структур, в условиях деформации растяжения. Можно считать, что в региональном плане распределение термальных источников данного района контролируется этой тектонической зоной, заложившейся на границе нижнего и среднего плейстоцена [88] и проявляющей активность по настоящее время.

Гидротермы Кроноцко-Гамченского участка грабен-синклинали Восточной Камчатки в зонах разгрузки характеризуются (см. табл. 46, 47) невысокими температурами (47–50°С), близнеутральной реакцией. Минерализация вод находится в пределах 2,5–4,5 г/л. В анионной части состава преобладает хлор-ион, в катионной – натрий. По ионному составу воды могут быть названы (в соответствии с классификацией В.В. Иванова [58–60]) гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми. Минерализация различная (2,5 и 4,5 г/л) при почти одинаковых значениях температур (47 и 50°С).

ГИДРОТЕРМЫ УЗОН-КАРЫМСКОГО УЧАСТКА ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Узон Карымский участок грабен-синклинали Восточной Камчатки ограничен на юге долиной р. Жупановой, на севере р. Кроноцкой. Схема современной структуры этого участка и распределение в ее пределах термальных источников показаны на рис. 14 (см. вкл.). На тектонической схеме участка видны обильные, различные по природе и формам выражения тектонические и вулканотектонические деформации.

Формирование современной структуры – длительный полициклический процесс [88]. В верхнем плиоцене – раннем плейстоцене, т.е. на начальных этапах заложения грабен-синклинали, в пределах территории Узон-Карымского участка развивался контрастный вулканизм, обусловленный одновременным существованием и действием центров как основного, так и кислого вулканизма. Вулканические сооружения этого времени располагались вдоль оси современной вулканической зоны, а периклиналильные равнины подножий вулканов – по периферии этой зоны. В начале среднего плейстоцена, ко времени завершения формирования грабен-синклинали, существенных изменений в характере вулканизма не произошло. В это время формировались базальтовые и андезито-базальтовые стратовулканы, продолжающие основной вулканизм раннего плейстоцена. Вторая половина среднего–верхнего плейстоцена характеризуются мощной вспышкой кислого вулканизма и образованием наиболее древних (40 тыс. лет) вулканотектонических депрессий в пределах центральных частей вулкани-

ческих сооружений раннесреднеплейстоценового времени. К этому периоду относится образование Карымской, Мало-Семячинской, Больше-Семячинской и Узон-Гейзерной вулканотектонических депрессий и связанных с ними мощных пирокластических отложений кислого состава. Вторая группа кальдер (вулкан Крашенинникова, молодые кальдеры Узона, Малого Семячика, Карымского озера) связана с верхнеплейстоценовой (17 тыс. лет) вспышкой кислого вулканизма уже на существующих более древних вулканотектонических депрессиях. Таким образом, вторая половина среднего и верхний плейстоцен характеризуются общностью типа вулканизма и условий деформаций, проявившихся в пределах всего Узон-Карымского участка грабен-синклинали. Очевидно, что максимально развитая система разрывных деформаций формировалась в зонах вулканотектонических депрессий в ходе их эволюционного развития.

В отличие от предшествующих этапов посткальдерный (голоценовый) этап вулканизма в пределах кальдер и вулканотектонических кольцевых структур характеризуется большим разнообразием типов и форм проявлений вулканизма. В пределах Карымской кольцевой структуры формируются крупные стратовулканы кислого состава: Карымский, Академии наук, Белянкина.

В Узон-Гейзерной депрессии вулканизм выразился внедрением экстрезивных дацитовых и риолитовых куполов. В кальдерах Малого Семячика и Крашенинникова образуются существенно пирокластические стратовулканы. Для кальдеры Большого Семячика характерно сочетание различных форм и типов вулканизма — стратовулканов и экстрезивных куполов с составом продуктов от базальтов до риолитов. В историческое время в пределах Узон-Карымского участка грабенсинклинали установлено извержение вулканов Крашенинникова, Кихпиньча, Малого Семячика, Карымского [40, 88].

С гидродинамических позиций зоны вулканотектонических депрессий представляют собой наиболее проницаемые зоны земной коры. Это подтверждается и тем, что большинство наиболее мощных зон разгрузки гидротерм локализуется в их пределах.

Имеющиеся сведения по химическому составу гидротерм Узон-Карымского участка грабен-синклинали показаны в табл. 46, 47. В пределах Узон-Карымского участка грабен-синклинали наблюдаются гидротермы самого разнообразного состава: от слабощелочных хлоридно-натриевых до кислых сульфатных со сложным катионным составом. Нужно отметить, что в наиболее мощных зонах разгрузки гидротерм этого района (кальдера Узон, долина Гейзеров) уже на глубине первых десятков и сотен метров гидротермальные растворы имеют температуры, значительно превышающие 100°C . Движение гидротерм к поверхности приводит к фазовой дифференциации, явлениям вторичной конденсации и окисления соединений серы с образованием в приповерхностных условиях растворов самого различного состава. Все это с большой убедительностью показано в работе Г.Ф. Пилипенко. Ввиду этого в табл. 46 приведены (там, где это возможно) гидрохимические характеристики гидротерм с наименьшей фазовой дифференциацией и тем самым наиболее приближенно отражающие состав глубинных гидротерм. Температура гидротерм, достигающих дневной поверхности, в различных зонах разгрузки составляет от $19,5$ до 100°C .

ГИДРОТЕРМЫ АВАЧИНСКО-ЖУПАНОВСКОГО УЧАСТКА ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Авачинско-Жупановский участок грабен-синклинали территориально представляет собой фрагмент переработанной новейшими движениями крупной Авачинско-Ганальской поперечной (северо-западного направления) вулканической зоны плиоценового времени; ее западная часть, вовлеченная в среднечетвертичное время в поднятие, составляет часть горст-антиклинали Восточной Камчатки на стыке Ганальского и Валагинского хребтов. В конце верхнего плиоцена – раннем плейстоцене в пределах Авачинско-Жупановского участка широко проявился базальтовый и андезитобазальтовый вулканизм с образованием лавовых равнин и щитообразных вулканов. Вторая половина среднего плейстоцена – голоцен – время формирования Жупановской и Авачинской групп вулканов, образующих короткие вулканические хребты северо-западного направления, разделенные структурой Налачевского поднятия, в пределах которых обнажаются породы доплиоценового фундамента. В начале формирования Жупановской группы вулканов, расположенной севернее Налачевского поднятия, образуется вулкан Дзэндзур, сложенный андезитами и андезито-дацитами. Конец верхнего плейстоцена и голоцен характеризуются андезитобазальтовым вулканизмом, сформировавшим современные вулканические постройки Жупановского хребта. Принципиально аналогична схема эволюции вулканизма Авачинской группы вулканов, находящейся южнее Налачевского поднятия. Положение вулканов Жупановской и Авачинской групп контролируется глубинными разломами северо-западного направления, активно живущими, как подчеркивает И.В. Мелекесцев и его соавторы [88], с плиоцен-нижнечетвертичного времени. В историческое время здесь установлено извержение вулканов Дзэндзур, Жупановского, Авачинского, Корякского [40].

Распределение выходов гидротерм данного участка грабен-синклинали показано на рис. 11, 12. Основное число термальных источников сосредоточено в пределах Налачевского поднятия вне пространственной связи с вулканами. Их распределение не случайно, они расположены в зоне пересечения долгоживущих глубинных разломов северо-западного направления (трансирующих вдоль юго-западного ограничения Шипунского полуострова) и южного продолжения северо-восточной зоны разломов, контролирующих положение линейного ряда вулканов Узон-Карымского и Кроноцко-Гамченского участка грабен-синклинали Восточной Камчатки. Система северо-восточных глубинных разломов в осевой части современной грабен-синклинали Восточной Камчатки заложилась, по крайней мере, в верхнем плиоцене. Это подтверждается данными И.В. Мелекесцева и др. [88], показавших, что верхнеплиоцен-раннеплейстоценовые "крупные группы вулканических сооружений" располагались вдоль оси современной грабен-синклинали Восточной Камчатки. Время заложения северо-западной системы разломов менее определено, но, если учесть, что эта зона контролирует размещение миоценовых гранитоидных интрузий, то оно и определяет верхнюю временную границу заложения этих разломов.

Химический состав гидротерм Авачинско-Жупановского участка грабен-

синклинали и притегающей к нему с запада структуры дан в табл. 46, 47. Эти данные показывают, что гидротермы, достигающие поверхности, имеют различный (хлоридно-натриевый, хлоридный кальциево-натриевый, сульфатно-хлоридно-кальциево-натриевый, хлоридно-гидрокарбонатный натриевый, гидрокарбонатно-хлоридный натриевый) состав и слабокислую до щелочной (слабощелочной) реакцию. В значительных пределах (2,3—7,2 г/л) изменяется минерализация гидротерм. Температура гидротерм в различных термопроявлениях района колеблется в пределах 17,5—75,0°С.

ГИДРОТЕРМЫ НАЧИКИНСКОЙ ЗОНЫ ПОДНЯТИЙ

Начикинская поперечная зона поднятий протягивается от восточного побережья Камчатки на широте Вилючинской и Авачинской бухт до Южно-Быстринского грабена на западе. Системой крупноамплитудных сбросов широтного направления вдоль (и параллельно) р. Карымчины Начикинская поперечная зона поднятий отделена от структур Южной Камчатки. Большая часть территории зоны представлена системой вулканотектонических хребтов плиоцен-раннеплейстоценового возраста. В их пределах, преимущественно в центральной (вдоль северо-западной оси зоны) и восточной частях, выделяется ряд тектонических горстов, сложенных дислоцированным комплексом пород олигоцен-миоценового возраста. Нижнечетвертичное время характеризуется базальтовым вулканизмом, сопровождающимся образованием платоэффузивов. Наиболее широкое развитие нижнечетвертичного базальтового вулканизма отмечается в южной части района [88]. Базальтовый вулканизм, сокращаясь в масштабах, продолжался вплоть до голоцена. Вулканизм среднеплейстоцен-голоценового времени проявился формированием ареальных дацит-риолитовых куполов, а также шлаковых и одноактных базальтовых вулканов. Распределение отдельных вулканических центров контролируется широтными и северо-восточными зонами разломов.

Восходящий характер движений Начикинской зоны продолжался с различной интенсивностью на протяжении всего четвертичного времени. Установлено [88], что неравномерные восходящие движения в зоне сопровождались образованием системы линейных грабенов (грабен р. Паратунки, р. Быстрой, депрессии Начикинского озера и др.), заложившихся в конце эпохи формирования платобазальтов. Очевидно, новейшие движения активизировали неогеновую систему расколов земной коры. Прежде всего это подтверждается тем, что системы грабенов трассируются вдоль разломов, контролирующих размещение миоценовых гранитоидных интрузий.

Распределение термальных источников Начикинской зоны отражено на рис. 11, 12. В их распределении не обнаруживается зависимости от типов и форм проявления вулканизма четвертичного времени, однако во всех случаях зоны разгрузки гидротерм контролируются системой активизированных неогеновых разломов. Большая часть термальных источников установлена в южной части Начикинской зоны, характеризующейся по сравнению с ее северной частью, наиболее интенсивным ниже-

четвертичным базальтовым вулканизмом ареального типа. На севере зоны выходы гидротерм локализованы в зонах растяжения Начикинской депрессии и Паратунского грабена. Последний, возможно, представляет собой северное продолжение зоны глубинных (по определению В.И. Влодавца и Б.И. Пийпа [40]) "главных северо-восточных разломов, контролирующих восточный линейный ряд вулканов Южной Камчатки". Время заложения этой системы разломов – верхний плиоцен, если учесть, что вулканические сооружения центрального типа этого времени трассируются вдоль этой тектонической системы. Термальные источники западной части Начикинской зоны расположены в пределах системы субмеридиональных разломов, с которой связано образование Южно-Быстринского грабена (см. рис. 11, 12). В этом районе на протяжении четвертичного времени и голоцена в ограниченных масштабах проявился исключительно базальтовый вулканизм ареального типа.

Химический состав гидротерм Начикинской зоны дислокаций различен (см. табл. 46, 47). Здесь установлены хлоридно-сульфатные натриевые, гидрокарбонатно-натриевые, гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные натриевые термальные растворы. Обычно это низкоминерализованные (0,5–1,8 г/л), нейтральные или слабощелочные гидротермы. Температура гидротерм, достигающих поверхности, в различных термопроявлениях района колеблется от 25 до 100 °С.

ГИДРОТЕРМЫ ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

Грабен-синклиналь Южной Камчатки представляет собой депрессию, заполненную верхнеплиоцен-четвертичными вулканогенными породами. Вдоль восточного хребта грабен-синклинали протягивается линейный ряд вулканов центрального типа, распределение которых, согласно представлениям В.И. Влодавца и Б.И. Пийпа [40], контролируется "главной северо-восточной линейной разломов". Северным ограничением грабен-синклинали служит тектонический уступ, разграничивающий Южно- и Центрально-Камчатские блоки; вдоль него располагаются стратовулканы: Вилючинский, Горелый, Опала, Большая Ипелька. Южной границей структуры является глубинный разлом северо-западного направления, контролирующий положение Камбально-Кошелевского ряда вулканов. Менее определена западная граница грабен-синклинали. Допускается [88], что и западная часть грабен-синклинали отделена от смежных структур системой разрывных нарушений. На протяжении нижнего–среднего плейстоцена на территории Южной Камчатки был широко развит базальтовый вулканизм.

Вторая половина среднего плейстоцена – начало мощного этапа кислото-вулканизма, сопровождающегося формированием обширных кальдер (Паужетской и др.). Кислый вулканизм с образованием обширных пирокластических покровов широко проявился и в верхнем плейстоцене: с его вспышкой связано образование ряда кальдер (вулканы Опала, Горелый, Ксудач, кальдера Призрак). Наконец, вторая половина верхнего плейстоцена–голоцен ознаменовались формированием существенно пирокластических андезито-базальтовых и базальтовых вулканов (вулканы Горелый, Мутновский, Опала, Асача, Ходутка, Кошелевский, Камбальный,

Желтовский, Ильинский). Широким развитием пользуется ареальный базальтовый вулканизм. В историческое время в пределах грабен-синклинали Южной Камчатки установлены извержения вулканов Ксудач, Желтовского, Ильинского, Кошелева, Камбального и др. [40].

Распределение термальных источников Южной Камчатки показано на рис. 11, 12. При этом наиболее мощная зона разгрузки (см. рис. 11, 97, 98, 100) проявляется в южной части грабен-синклинали в пределах Паужетской вулканотектонической депрессии, сформировавшейся во второй половине среднего плейстоцена. Эта депрессия расположена на стыке трех долгоживущих разломов различного направления: северо-восточный разлом контролирует распределение восточного линейного ряда вулканов Южной Камчатки; северо-западный разлом, выделяемый рядом авторов [40, 88], определяет положение Камбально-Кошелевского ряда вулканов, примыкающих к нему с юго-западной стороны; субмеридиональный разлом, выделяемый Г.М. Власовым [37], следующий на северном продолжении Камбального хребта, контролирует распределение в различной степени разрушенных стратовулканов преимущественно средневерхнеплейстоценового возраста. Работами последних лет [79] показано, что начиная с верхнего плиоцена и на протяжении всего четвертичного времени, включая голоцен, район Паужетской вулканотектонической депрессии характеризовался наиболее напряженным и разнообразным по масштабам и формам проявления вулканизмом, поставляющим к поверхности весьма дифференцированные по составу продукты от базальтов до риолитов. Таким образом, наиболее мощные зоны разгрузки гидротерм Южной Камчатки сосредоточены в пределах долгоживущей зоны тектономагматической активности. Группы термальных источников (см. рис. 11, 12, 92–95) расположены вдоль меридионального разлома в зоне развития преимущественно базальтового вулканизма. Пространственная связь этих гидротерм с конкретными вулканическими центрами не устанавливается. Следует обратить внимание на то, что указанные источники термальных вод распространены в той же меридиональной зоне, вдоль которой трассируется серия интрузивных тел гранодиоритов неогенового возраста. Имеющихся у нас данных по температурам, дебитам и химическому составу этих групп гидротерм недостаточно для детальной гидрогеохимической характеристики, поэтому они не рассматриваются. Основные гидрохимические характеристики гидротерм Паужетской вулканотектонической структуры отражены в табл. 46, 47. Наиболее глубинные гидротермы в пределах этой структуры (98) характеризуются хлоридно-натриевым составом, слабощелочной реакцией, средней минерализацией около 3,2 г/л.

ГИДРОТЕРМЫ ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ СРЕДИННОГО ХРЕБТА

Вулканический пояс Срединного хребта имеет протяженность около 450 км и вытянут в северо-восточном направлении (см. рис. 12). В западной части он без разломных ограничений наложен на третичные толщи, выполняющие Западно-Камчатский прогиб. Восточная часть ограничена системой крупноамплитудных сбросов вдоль рек Быстрой, Анавгай, а также в осевой части Срединного хребта. Особенностью четвертичного

вулканизма Срединного хребта [115] является широко проявившийся базальтовый вулканизм исландского типа. Начиная с раннего плейстоцена до начала среднего плейстоцена формируются крупные щитообразные дифференцированные вулканы, достигающие в диаметре 45 км. Продолжительность их деятельности – десятки и сотни тысяч лет. Ко времени среднего плейстоцена относится усиление восходящих тектонических движений, с которыми связано окончательное оформление основных морфоструктурных элементов вулканического пояса в его современном виде. Времени восходящих движений соответствует слабо проявившийся кислый вулканизм. Наиболее мощным центром кислого вулканизма является долгоживущая структура Ичинского вулкана. Одновременно происходит внедрение экструзивных тел ареального типа. Верхний плейстоцен–голоцен характеризуются излияниями недифференцированных базальтов, с которыми связаны образования щитовых и стратовулканов и широко проявившийся ареальный вулканизм. Н.В. Огородов и его соавторы [115] полагают, что вулканизм Срединного хребта угас несколько тысяч лет назад.

Распределение выходов гидротерм вулканического пояса Срединного хребта показано на рис. 11, 12. Обращает на себя внимание тектонический контроль в распределении зон разгрузки гидротерм вулканического пояса Срединного хребта. Подавляющее число выходов термальных вод расположено вдоль северо-восточных разломов, ограничивающих вулканический пояс с востока; выходы контролируются в зонах пересечения северо-восточных разломов с тектоническими нарушениями северо-западного и субширотного направлений. Н.В. Огородов и его соавторы выделяют в пределах вулканического пояса ряд вулканических районов. Наиболее южные группы термальных источников (см. рис. 11, 28, 29) расположены в пределах Козыревского вулканического района, где среди продуктов четвертичного вулканизма наиболее широким распространением пользуются древнечетвертичные базальты и андезито-базальты, залегающие в виде отдельных пятен на отложениях алнейской либо древних толщ. На древнечетвертичных покровах расположены полигенные вулканы, экструзивные купола, сложенные андезитами, андезито-дацитами и дацитами. Верхнечетвертичные и новейшие образования представлены лавами и шлаковыми конусами ареального типа и рядом базальтовых щитовых вулканов. Зависимость между распределениями выходов гидротерм и вулканических центров нижне-, средне- и верхнечетвертичного времени не устанавливается. Источники протягиваются вдоль субширотного разлома, трассирующегося по р. Быстрой Кимитине.

Следующие группы термальных источников (см. рис. 11, 23–26) приурочены к району долгоживущего вулканического массива Уксичан (Уксичанский вулканический район). Возраст вулкана Уксичан датируется нижним плейстоценом. Верхнечетвертичный голоценовый вулканизм района выражен формированием на склонах вулканического массива базальтовых щитовых вулканов. На основании распределения выходов гидротерм относительно вулканического массива Уксичан и сооружений заключительной фазы вулканизма можно считать, что связь их с определенным вулканическим центром или совокупностью центров отсутствует. Распределение выходов гидротерм этого района также контролируется системой

северо-восточных разломов, следующих вдоль Быстринского грабена, и северо-западными тектоническими нарушениями, трассирующимися вдоль долины нижнего течения р. Быстрой. Для термальных источников Анаунского вулканического района (см. рис. 11, 12, 18–22), где в верхнеплиоцен-голоценовое время исключительно широко проявился базальтовый вулканизм, также не устанавливается связи в распределении выходов термальных вод с конкретными вулканическими центрами. Выходы гидротерм расположены восточнее Анаунского вулканического дола, вдоль восточной системы вулканических нарушений, ограничивающих вулканический пояс.

Распределение выходов гидротерм (14–16) в районе вулканического массива Алней–Чашаконджа также показано на рис. 11, 12. Согласно данным Н.В. Огородова и др. [115], вулканический массив начал формироваться в верхнем плиоцене. Начиная с этого времени на протяжении всего четвертичного периода по голоцен включительно вулканизм угасал. В ходе извержений на поверхность поставлялись различные по составу продукты: базальты, андезиты, андезито-дациты и дациты. Кроме того, следует подчеркнуть, что вулканический массив Алней–Чашаконджа разделяет вулканический пояс Срединного хребта на две части, отличающиеся по тектоническому строению и эволюции четвертичного вулканизма [115]. Это позволяет полагать, что распределение выходов гидротерм в той или иной мере контролируется системой поперечных (северо-западных) разломов, смещающих блоки коры и определяющих существование долгоживущих вулканических центров. Следует в то же время отметить, что наиболее мощные зоны разгрузки гидротерм (см. рис. 11, 12, 14, 15) располагаются за пределами вулканического массива, на значительном удалении от него (восточнее и северо-восточнее), в зоне развития голоценового базальтового вулканизма.

Химический состав гидротерм вулканического пояса Срединного хребта (табл. 46, 47) очень разнообразен. Здесь установлены хлоридно-натриевые, сульфатно-хлоридные натриевые, сульфатно-гидрокарбонатные натриевые, гидрокарбонатно-сульфатные натриевые, хлоридно-сульфатные натриевые, сульфатные кальциево-натриевые гидротермы, имеющие субщелочную или нейтральную реакцию и минерализацию 0,2–2,4 г/л. Температура гидротерм, достигающих поверхности, в различных термопроявлениях составляет 20,0–100 °С.

ГИДРОТЕРМЫ О-ВА КУНАШИР (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

Остров Кунашир, согласно И.В. Мелекесцеву, – это наиболее поднятая надводная часть Кунаширского блока земной коры, являющегося самым южным блоком внутреннего хребта Курильской островной дуги. С охотской стороны подножие хребта отделяется от дна Южно-Охотской котловины системой тектонических нарушений северо-восточного простирания. Северным ограничением Кунаширского блока является система северо-северо-восточных разрывных нарушений (вдоль пролива Екатерины). С тихоокеанской стороны граница между Кунаширским блоком и внешним хребтом (Малая Курильская дуга) проходит, вероятно, вдоль Южно-Курильского прогиба. Характер сочленения Кунаширского блока и о-ва Хоккайдо остается неясным [88].

Ширина блока по основанию колеблется в пределах 60–80 км, длина 170–180 км. Охотский (800–4800 м) и тихоокеанский (600–1900 м) склоны хребта асимметричны: охотский склон намного выше, чем тихоокеанский. В подножии охотского склона развиты хорошо выраженные в рельефе вулканические образования, и только верхняя часть склона сложена породами неогенового фундамента. Тихоокеанский склон полностью сложен породами неогенового фундамента.

Согласно И.В. Мелекесцеву и др. [88], формирование среднеплейстоценовых вулканических построек происходило в основном в наземных условиях. В это время типичными формами были существенно лавовые стратовулканы андезитового и андезито-базальтового состава. В конце первой половины среднего плейстоцена на месте северной части о-ва Кунашир существовал крупный остров высотой 450–500 м. Большинство вулканов было сосредоточено близ его северной оконечности. В течение второй половины среднего плейстоцена тип вулканических проявлений существенно не изменился. Продолжалось формирование небольших и средних по размеру существенно лавовых базальтовых и андезито-базальтовых стратовулканов.

В первой половине верхнего плейстоцена масштаб вулканизма заметно сокращается. В это время вулканическая деятельность сосредоточивается на самом севере острова. На месте современного Руруйского вулканического массива образуются наиболее молодые из находящихся здесь построек типа вулканов Руруй, Сибирцева и др. Завершающая стадия здесь характеризуется излияниями мощных (до 30–40 м) андезитовых потоков и формированием на месте центров извержения лавовых и экструзивных куполов (Вильямса, Гедройца и др.). Вполне вероятно, что вулканическая деятельность существовала и в пределах участка, погребенного вулканическими образованиями современного вулкана Тятя.

Вторая половина верхнего плейстоцена–голоцена – время формирования вулкана Тятя, существенно пирокластического вулкана с базальтовым и андезито-базальтовым составом продуктов извержений.

История вулканизма южной половины острова во многом отличалась от вулканизма его северной части [88]. На протяжении всего среднего плейстоцена верхи южной части Кунаширского блока были опущены ниже уровня моря. Первые относительно крупные массивы суши возникли здесь либо в конце среднего плейстоцена, либо в начале верхнего плейстоцена. К этому времени относится начало вулканической деятельности и в районах вулканических массивов Менделеева и Головнина. Однако не исключается, что наиболее древние вулканические аппараты были созданы здесь в течение первой половины среднего плейстоцена. Здесь, как и на севере, в течение первой фазы вулканизма формировались существенно лавовые стратовулканы, сложенные андезито-базальтами. Остатки этих построек расположены по периферии кальдер Менделеева и Головнина.

В результате тектонического поднятия и вулканической аккумуляции к концу первой половины среднего плейстоцена на месте южной половины современного о-ва Кунашир возникли два острова, близкие по строению рельефа, отделенные проливом в районе современного серноводского перешейка. Во второй половине верхнего плейстоцена (38–40 тыс. лет

Таблица 48

Характерный химический состав гидротерм различных термопроявлений о-ва Кунашир (мг/л)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
H ⁺	0,00	10,9	0,00	0,0	0,0	0,00	13,6
K ⁺	6,5	8,4	7,8	138	260	16	78
Na ⁺	54	54	389	2240	3400	348	640
NH ₄ ⁺	0,2	0,4	0,6	0,5	0,2	1,0	1,5
Ca ²⁺	45	9	96	80	280	48	40
Mg ²⁺	50	18	7		940	3	168
Fe ²⁺	0,0	100	0,0	0,0	0,4	0,0	74
Fe ³⁺	0,0	37	—	0,0	0,0	0,0	25
Al ³⁺	0,0	9,3	—	0,0	0,0	—	11
Cl ⁻	44	5,3	525	3670	8050	573	1571
HSO ₄ ⁻	0,0	669	—	0,0	0,0	—	437
SO ₄ ²⁻	303	1104	345	54	917	36	739
HCO ₃ ⁻	87	0,0	37	28	79	85	0,0
CO ₃ ²⁻	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
H ₂ SiO ₃	116	178	84	260	133	77	247
M	706	2204	1491	6471	14060	12187	4045
pH	7,10	2,03	6,3	8,19	6,89	7,2	1,95
T, °C	93	93	68	100	66	34	79

Примечание. Название, номер источника: 1 — Нескучинский, № 7; 2 — Нескучинский, Верхнее сольфатарное поле; 3 — Добрый Ключ; 4 — Горячий Пляж (капированный трубой); 5 — Горячий Пляж, ванна в приливно-отливной полосе; 6 — устье руч. Кислого; 7 — Верхнедокторская группа, III; 8 — Нижнедокторская группа, V; 9 — мелкая скважина (-12м) в непосредственной близости к источнику V, самоизлив; 10 — Нижнеменделеевский; 11 — Северо-Западное сольфатарное поле вулкана Менделеева, источник в руч. Кедровом; 12 — там же, Черный; 13 — Столбовские, № 1; 14 — Верхний, руч. Валентины; 15 — источник в среднем

назад) в центральных частях вулканических массивов этих островов произошли гигантские взрывы, сопровождавшиеся выбросами дацитовых пирокластиков. К этому времени относится образование кальдер Менделеева и Головнина. Посткальдерная вулканическая деятельность в кальдере Менделеева сопровождалась образованием существенно лавовых стратовулканов. Полость кальдеры заполнена мощными лавовыми потоками андезито-базальтов. В голоцене образовался дацитовый экструзивный купол центрального конуса. В кальдере Головнина посткальдерный вулканизм выразился в образовании трех дацитовых экструзивных куполов и маара оз. Кипящего.

В настоящее время в северной части острова неогеновый фундамент поднят на высоту 500–600 м. Четвертичные образования развиты локально в районе сложно построенного вулканического массива Руруй и вулкана Тятя. Современная гидротермальная активность сосредоточена вдоль охотского побережья, западнее вулканического массива Руруй. Совокуп-

	8	9	10	11	12	13	14	15
	3,08	0,00	19,2	2,45	0,00	0,00	0,00	0,00
	38	78	66	4,6	8,8	57	134	—
	460	750	540	36	57	750	1075	840
	—	1,8	1,5	0,4	0,1	0,7	1,5	0,7
	44	50	39	31	38	38	21,5	22
	96	1,7	168	47	43	48	3,0	3,5
	10	0,0	97	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0
	74	0,0	3,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	91	0,0	4,3	22	0,0	0,0	0,0	0,0
	1067	1425	1234	2,5	2,5	929	1613	1250
	90	0,0	660	107	0,0	0,0	0,0	0,0
	600	154	787	653	341	403	38	32
	0,0	90	0,0	0,0	126	303	87	132
	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	247	134	321	238	166	168	173	156
	2817	2685	3941	1145	782	2696	3164	2436
	2,58	7,30	1,80	2,67	5,97	6,58	6,45	6,88
	55	64,5	85	51	71,5	78	86	67

течения руч. Третьякова; 16 — Алахинский источник; 17 — Серная бухта, Центральный; 18 — Южно-Алахинские, источник южнее Кипящего Пляжа; Кальдера вулкана Головнина: 19 — оз. Кипящее, источник на его берегу; 20 — проба из оз. Кипящего; 21 — берег оз. Кипящего; 22 — оз. Горячее, сольфатарное поле; 23 — ручей, вытекающий из оз. Кипящего (с расходом 250 л/с); 3, 6 — по данным Е.С. Баскова, С.Н. Сурикова [165]; 20, 21 — по данным С.С. Сидорова [165]; 1, 2, 4, 5, 7–19, 22, 23 : — по данным авторов, аналитик Р.А. Шувалов.

ность термопроявлений (табл. 48, 49) на протяжении 2 км известна здесь под названием Нескучинских источников [84].

В южной части острова гидротермальная активность сосредоточена как в пределах вулканических построек (сольфатарные поля вулкана Менделеева), так и за их пределами, в поле развития пород неогенового фундамента (источники Столбовские, Третьяковские, Алахинские, Южно-Алахинские) (см. табл. 48, 49).

Геотермальное месторождение Горячий Пляж приурочено к активизированной неогеновой зоне разломов, контролировавшей внедрение плюриценовых экструзий дацитов. Эта зона разломов является восточной границей кальдеры Менделеева (табл. 50).

Из изложенных выше данных очевидно, что зоны разгрузки гидротерм в большинстве случаев расположены в пределах вулканических поясов Восточной и Южной Камчатки и Срединного хребта. За пределами вулканических поясов эти зоны устанавливаются в пределах редуцированных

Таблица 48 (окончание)

Компоненты	16	17	18	19	20	21	22	23
H ⁺	0,00	1,4	0,00	0,00	3,29	4,04	26,3	1,82
K ⁺	18	10	3,1	18	25	31	2,2	22
Na ⁺	200	175	80	160	199	245	18	189
NH ₄ ⁺	0,2	0,2	0,4	3,5	6,5	10	0,4	—
Ca ²⁺	156	49	19	17	121	117	4,0	33
Mg ²⁺	16	23	20	55	45	56	14	72
Fe ²⁺	0,0	0,0	0,0	0,0	18	17	56	—
Fe ³⁺	0,0	0,2	0,0	0,0	Сл.	0,0	372	—
Al ³⁺	0,0	9,3	0,0	0,0	0,24	12	111	—
Cl ⁻	181	191	34	46	539	796	0,0	493
HSO ₄ ⁻	0,0	—	0,0	0,0	—	—	1824	—
SO ₄ ²⁻	648	396	54	113	386	335	1824	255
HCO ₃ ⁻	19	0,0	274	557	0,0	0,0	0,0	0,0
CO ₃ ²⁻	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
H ₂ SiO ₃	62	62	173	178	161	144	275	—
M	1300	917	658	1148	1504	1767	4527	—
pH	6,15	2,85	8,05	8,05	3,32	2,60	1,68	2,74
T, °C	54	52	52	49	27	54	94,5	34

Таблица 49

Содержание компонентов в гидротермах о-ва Кунашир (ммоль/кг H₂O; мг-ион/кг H₂O)

№ источника	Компоненты			
	H ⁺	K ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺
1	2	3	4	5
1	0,00	0,17	2,35	0,01
2	10,90	0,21	2,35	0,02
3	0,00	0,20	16,91	0,03
4	0,00	3,53	97,39	0,03
5	0,00	6,65	147,83	0,01
6	0,00	0,41	15,13	0,06
7	13,60	1,99	27,83	0,08
8	3,08	0,97	20,00	—
9	0,00	1,99	32,61	0,10
10	19,20	1,69	23,48	0,08
11	2,45	0,12	1,57	0,02
12	0,00	0,23	2,48	0,01
13	0,00	1,46	32,61	0,04
14	0,00	3,43	46,74	0,08
15	0,00	—	36,52	0,04
16	0,00	0,46	8,70	0,01

плиоценовых вулканических зон. Исключение составляют только п-ов Кроноцкий и Камчатский мыс, которые в четвертичное время характеризуются интенсивными дифференцированными восходящими движениями.

Намечается также зависимость в распределении зон разгрузки гидротерм и плотности распределения эпицентров коровых землетрясений. Зоны разгрузки гидротерм Камчатки контролируются зонами повышенной проницаемости как вулканотектонической природы (кальдеры, вулканотектонические депрессии), так и тектонической (грабены, зоны разломов). Во многих случаях зоны разгрузки гидротерм контролируются в зонах пересечения активизированных палеогеновых и неогеновых глубинных разломов различных направлений (северо-восточных, субмеридиональных и северо-западных, субширотных).

Среди различных химических типов гидротерм особо важное место занимают хлоридно-натриевые гидротермы. Поэтому еще раз остановимся на структурной приуроченности зон разгрузки этого типа гидротерм. Перегретые хлоридно-натриевые гидротермы (см. табл. 47) отмечаются только в пределах вулканических поясов, т.е. в пределах грабен-синклинали Восточной, Южной Камчатки и Срединного хребта. В грабен-синклинали Восточной Камчатки они достигают дневной поверхности в Узон-Гейзерной депрессии, сформировавшейся около 40 тыс. лет назад [88]. В грабен-синклинали Южной Камчатки зона разгрузки перегретых хлоридно-натриевых гидротерм также приурочена к среднеплейстоценовой вулканотектонической депрессии в центральной части Паужетской вулканотектони-

Компоненты					
Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻ + HSO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	H ₄ SiO ₄
6	7	8	9	10	11
1,12	2,06	1,24	3,15	1,43	1,49
0,22	0,74	0,15	18,46	0,00	2,28
2,40	0,29	14,81	3,59	0,61	1,08
2,00	0,01	103,53	0,56	0,46	3,33
6,99	38,68	227,08	9,55	1,29	1,70
1,20	0,12	16,16	0,37	1,39	0,99
1,00	6,91	44,32	12,24	0,00	3,16
1,10	3,95	30,10	7,18	0,00	3,16
1,25	0,07	40,20	1,60	1,47	1,72
0,97	6,91	34,81	15,06	0,00	4,11
0,77	1,93	0,07	7,91	0,00	3,05
0,95	1,77	0,07	3,55	2,06	2,13
0,95	1,98	26,21	4,20	4,97	2,15
0,54	0,12	45,50	0,40	1,43	2,21
0,55	0,14	35,26	0,33	2,16	2,00
3,89	0,66	5,11	6,75	0,31	0,79

Таблица 49 (окончание)

1	2	3	4	5
17	1,40	0,26	7,61	0,01
18	0,00	0,08	3,48	0,02
19	0,00	0,46	6,96	0,19
20	3,29	0,64	8,65	0,36
21	4,04	0,79	10,65	0,55
22	26,30	0,06	0,78	0,02
23	1,82	0,56	8,22	—

Примечание. Местоположение источника см. в табл. 48.

Таблица 50

Химический состав гидротермальных растворов геотермального месторождения Горячий Пляж

№ п/п	№ скважины	T, °C	Дата отбора	pH	M, г/л	H ₃ BO ₃ , мг/л	Cl ⁻ , экв. %
1	11	100	1971	7,54	4,58	142	98,0
2	11	100	1971	7,86	4,39	106	97,6
3	11	100	1973	7,95	11,93	98	97,4
4	15	100	1971	7,10	1,93	45	82,3
5	15	100	1971	7,52	2,45	45	78,9
6	15	100	1971	7,84	2,48	47	78,7
7	6	100	1971	8,30	4,77	133	94,9
8	6	100	1971	8,34	4,82	135	98,1
9	6	100	1971	8,02	5,03	146	94
10	3	100	1967	8,49	4,41	94	95
11	3	100	1967	8,00	4,29	93	92,6
12	3	100	1973	7,93	7,55	85	98,0
13	4	100	1967	5,47	6,42	118	98
14	4	132,5	1967	6,93	7,24	135	97,6
15	26	100	1972	8,15	5,38	111	97,3
16	26	100	1973	8,12	5,95	92	93,5
17	5	70	1972	6,65	8,47	32	93,5
18	5	70	1973	6,40	9,41	28	93,9
19	12у	65	1972	7,22	2,93	91	90,2
20	12у	64,5	1973	7,30	—	81	89,6

Примечание. 11, 14 — пробы отобраны с глубин 15 и 56 м; остальные пробы отобраны на устьях скважин при самоизливе; 10, 11, 13, 14 — пробы отобраны П.А. Крюковым; аналитик Р.А. Шувалов.

ческой структуры. Перегретые хлоридно-натриевые гидротермы грабен-синклинали Срединного хребта разгружаются в районе вулканического массива Алней-Чашаконджа. Этот массив приурочен к системе поперечных глубинных разломов, разделяющих вулканический пояс Срединного хребта на две части, отличающиеся по тектоническому строению и эволюции

6	7	8	9	10	11
1,22	0,95	5,39	4,12	0,00	0,79
0,47	0,82	0,96	0,56	4,49	2,21
0,42	2,26	1,30	1,18	9,13	2,28
3,02	1,85	15,20	4,02	0,00	2,06
2,92	2,30	22,45	3,49	0,00	1,84
0,10	0,58	0,00	37,98	0,00	3,52
0,82	2,96	13,91	2,65	0,00	—

SO ₄ ⁻ , экв. %	HCO ₃ ⁻ , экв. %	Na ⁺ , экв. %	K ⁺ , экв. %	Ca ²⁺ , экв. %	Mg ²⁺ , экв. %	S/Cl	B/Cl
1,0	0,9	88,0	4,5	7,1	0,3	0,003	0,032
1,3	1,1	86,5	4,7	8,3	0,3	0,007	0,025
2,2	0,4	82,3	2,6	12,1	2,6	0,011	0,008
16,5	1,2	63,9	5,8	22,6	7,1	0,100	0,031
18,7	2,4	75,2	5,1	15,3	3,4	0,119	0,025
18,7	2,6	75,2	5,1	15,4	3,6	0,119	0,025
0,9	4,1	85,8	5,6	8,2	0,2	0,005	0,032
0,8	1,1	91,3	5,1	3,1	0,1	0,004	0,030
4	2	3	9	1	1	0,024	0,024
4	1	86	3	10	1	0,022	0,024
6,6	0,8	83,5	3,3	12,1	0,2	0,036	0,012
2,0	0,5	88	3	8	2	0,010	0,019
2,0	0,5	0,5	3	8	2	0,010	0,020
1,3	1,1	89,5	5,1	4,6	0,8	0,007	0,023
1,7	1,0	87,3	3,7	8,3	0,1	0,009	0,017
5,5	1,0	57,5	2,1	13,8	25,6	0,030	0,004
5,5	1,0	58,5	2,1	13,8	25,6	0,030	0,004
5,3	0,8	56,9	1,8	13,8	27,2	0,028	0,003
6,1	3,7	84,0	5,3	7,4	3,3	0,034	0,037
7,1	3,3	87,0	5,3	6,6	0,4	0,040	0,033

четвертичного вулканизма [115]. Таким образом, зона Алней-Чашаконджа является одной из наиболее проницаемых зон земной коры.

Относительно низкотемпературные хлоридно-натриевые, хлоридно-натриево-кальциевые гидротермы (достигают поверхности с температурой 42–75 °C, см. табл. 47) приурочены к тектоническим зонам Кроноцко-

Таблица 51

Содержание Cl и S в хлоридно-натриевых гидротермах (ммоль/кг)

Гидротермы	Cl	S
1. Паужетские	44,60	0,78
2. Узонские	21,20	4,79
3. Долины Гейзеров	20,59	1,33
4. Большие Киреунские	17,26	1,45
5. Налачевские	45,05	4,67
6. Вайракей (Новая Зеландия)	54,36	0,36
7. Стимбот (США)	24,40	1,02

Примечание: Таблица составлена по данным табл.; 6,7 — по данным Д.Е. Уайта [169]. Значение S пересчитано из SO_4^{2-} ; кроме того, в водах содержится H_2S : для 1 — 1,5–2,5 мг/кг; для 6 — 1,1 мг/кг; для 7 — 4,7 мг/кг.

Гамченского и Авачинско-Жупановского участка грабен-синклинали Восточной Камчатки. Закономерности распределения других химических типов гидротерм показаны в табл. 47.

При сопоставлении содержаний Cl и ΣS в фумарольных газах и хлоридно-натриевых гидротермах (табл. 51) видно, что содержание Cl в гидротермах в 10–20 раз ниже, чем в газах, отделившихся от расплава в близповерхностных условиях. Общее содержание S в гидротермах хлоридно-натриевого состава высокотемпературных гидротермальных систем составляет всего 0,4–5 ммоль/кг, хлор является сквозным элементом, поэтому, предполагая, что при отделении на глубине существенно водного флюида от магматического вещества возможны концентрации хлоридов, аналогичные концентрациям в фумарольных газах, можно допустить, что доля флюида в Cl–Na водах составляет 5–10%, что согласуется с изотопными данными.

РТУТЬ В ГИДРОТЕРМАХ

Концентрации ртути в термальных водах, тесно сопряженных с месторождениями ртути различных районов мира, полученные до 1966 г., обобщил Д.Е. Уайт [170]. Приводимые им значения концентраций ртути варьируют в пределах $(20–400) \cdot 10^{-6}$ г/л. Это очень высокие значения. Однако последующие исследования Уайта и его коллег не подтвердили эти результаты. Последние анализы этих вод дают содержания $(0,05–20) \cdot 10^{-6}$ г/л ртути в растворах [203].

Сделана попытка обобщения опубликованных данных по содержаниям Hg в термальных и минерализованных водах побережья северной Калифорнии: 1) в слабо- и среднеминерализованных водах с температурой $40^\circ C$ содержание ртути $0,05 \cdot 10^{-7}$ г/л; 2) в прохладных водах с высокой соленостью концентрации повышаются до $1 \cdot 10^{-6}$ г/л (Salt Spring) и до $1,5 \cdot 10^{-5}$ г/л (Complexion Spring); 3) горячие среднеминерализованные воды источников (Sulphur Bank) и теплые минерализованные содержат около $1,5 \cdot 10^{-6}$ г/л ртути [203].

Аналогичный уровень концентраций ($n \cdot 10^{-7} \div n \cdot 10^{-5}$ г/л) установлен Н.А. Озеровой в гидротермах Курило-Камчатской вулканической провинции [143]. В сероводородно-углекислых гидротермах содержания Hg колеблются в пределах $(0,5 \div 1,4) \cdot 10^{-5}$ г/л (вулкан Мутновский — $1,4 \cdot 10^{-6}$ г/л, Эбеко — $0,5 \cdot 10^{-6}$ г/л). В углекислых гидротермах концентрации Hg существенно ниже ($(0,4 \div 2,0) \cdot 10^{-6}$ г/л — Налычевские; $0,77 \cdot 10^{-6}$ г/л — Краеведческие, Таловские источники). В азотно-углекислых (Паужетских, Больше-Банных, Киреунских, Долины Гейзеров, Столбовских, Горячего Пляжа) гидротермах содержание Hg изменяется в пределах $(0,4 \div 0,8) \cdot 10^{-6}$ г/л.

Несмотря на то, что по содержанию ртути охарактеризованы далеко не все термальные источники и геотермальные месторождения, имеющиеся данные можно распространить почти на все рассмотренные выше зоны разгрузки гидротерм, приуроченные к самым различным геоструктурным зонам Камчатки и Курильских островов. Это связано с тем, что Н.А. Озеровой по содержанию Hg охарактеризованы в основном все химические типы гидротерм.

Следовательно, C_{Hg} в пределах Курило-Камчатской вулканической дуги в термальных водах и конденсатах различных химических типов с различными температурами и генезисом изменяется в узких пределах ($n \cdot 10^{-7} \div n \cdot 10^{-5}$ г/л). В гидротермах гидротермальных систем содержание Hg обычно не превышает $n \cdot 10^{-6}$ г/л, т.е. фоновый уровень для гидросферы Земли ($n \cdot 10^{-6}$ г/л) [143]. Исключение составляют лишь C_{Hg} в газоконденсатах хлоридно-натровых вод кальдеры Узон ($1,5 \cdot 10^{-5}$ г/л) [127] и Северо-Мутновской термальной зоны ($1,0 \cdot 10^{-5} - 3,0 \cdot 10^{-5}$ г/л; табл. 52).

Вместе с тем содержание ртути в газах гидротерм в десятки, сотни и тысячи раз выше, чем в атмосферном воздухе, где оно составляет $n \cdot 10^{-9}$ мг/л. В Алапельских источниках содержание Hg в газовой фазе достигает $(2,6-7,8) \cdot 10^{-5}$ мг/л, в кальдере Узон $2,0 \cdot 10^{-5}$ мг/л [143]. На термопроявлениях вулкана Мутновского и Северо-Мутновского геотермального месторождений содержание Hg в парогазовой фазе изменяется в пределах $2,0 \cdot 10^{-9} - 7,0 \cdot 10^{-6}$ мг/л, достигая значений $1,5 \cdot 10^{-5}$ мг/л [168]. Возникает противоречивая ситуация: с одной стороны, в гидротермах мы не обнаруживаем существенных отклонений содержаний ртути от других типов подземных и поверхностных вод, с другой стороны, наблюдаются ураганные относительно атмосферы концентрации ртути в газовой фазе в пределах геотермальных объектов, что послужило основой для представлений об аномальных восходящих потоках Hg в газовой фазе в современных гидротермальных системах. Однако это противоречие кажущееся и легко снимается, если учесть, что в искусственных парогазовых струях, образованных водами с фоновым содержанием Hg, концентрация Hg в образованной парогазовой фазе (при коэффициентах распределения Hg — вода—пар, близких к 1) будет колебаться в пределах $(400,0 - 800,0 \cdot 10^{-9})$ мг/л. В водных ореолах рассеяния содержание Hg в воде $1 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-5}$ г/л. Образованная таким раствором газовая (паровая) фаза будет содержать ртуть в количестве $(80,0 \div 8000,0) \cdot 10^{-9}$ мг/л, т.е. в десятки и тысячи раз превышающем атмосферный фон. В табл. 53 сопоставлены содержания Hg в парогазовых струях и образо-

Т а б л и ц а 52

 H_2S и Hg в термальных водах Мутновского геотермального района и о-ва Кунашир

№ п/п	Место отбора проб	T°, C	pH	Hg, 10^{-6} г/л	Hg, 10^{-8} моль/кг	H_2S , 10^{-2} моль/кг
М у т н о в с к и й г е о т е р м а л ь н ы й р а й о н						
1	Вулкан Мутновский, донное фумарольное поле, конденсат	96	1,53	2,0	1,0	33,0
2	Северо-Мутновские парогазовые струи: Нижнее термальное поле, конденсат	95	6,30	12,0	6,0	1,07
3	Кипящий котел	93	3,60	4,0	2,0	0,88
4	Среднее поле, кипящий котел	95	7,20	10,0	5,0	0,88
	Дачные парогазовые струи:					
5	Пульсирующий источник	96	8,25	10,0	5,0	0,88
6	Источник	96	4,64	30,0	15,0	0,88
О-в К у н а ш и р						
7	Северо-Западное термальное поле, вулкан Менделеева, конденсат	105	3,32	1,0	0,5	22,0
8	Вулкан Головнина, термальное поле	49	8,05	1,5	0,75	0,15
9	Там же, Кипящее озеро	52	1,75	0,85	0,42	0,15
10	Там же, Горячее озеро	75	1,90	1,56	0,78	0,15
11	Алехинские источники	53	8,02	1,0	0,5	0,0029

П р и м е ч а н и е: 1-6 - данные Ю.П. Трухина, Р.А. Шувалова, Н.А. Озеровой; 7 - 11 - данные Ю.П. Трухина, Р.А. Шувалова, М.И. Поповой; анализы выполнены в ИГЕМе.

Т а б л и ц а 53

Содержание Hg в парогазовых струях, естественных и искусственных конденсатах

№ п/п	№ пробы	T°, C	мг/л газа $n \cdot 10^{-9}$	мг/л конденсата $n \cdot 10^{-3}$
1	ТМ-20	480	5600	7,0
2	ТМ-23	280	3200	4,0
3	ТМ-21	96	1600	2,0
4	ТМ-27	95	9600	12,0
5	ТМ-28	93	3200	4,0
6	ТМ-33	95	8000	10,0
7	ТМ-36	96	8000	10,0
8	ТМ-37	96	24000	30,0

П р и м е ч а н и е. 1 - активная воронка Мутновского вулкана; 2 - Верхнее термальное поле С-3 кратера Мутновского вулкана; 3 - Нижнее термальное поле С-3 кратера Мутновского вулкана; 4 - Северо-Мутновское термальное поле (западная группа парогазовых струй, Нижнее поле); 5 - Северо-Мутновское термальное поле (западная группа, Нижнее поле); 6 - Северо-Мутновское термальное поле (западная группа, Среднее поле); 7, 8 - Дачное термальное поле.

ванных ими искусственных и естественных конденсатах. Из этих данных следует, что при содержании в конденсате Hg в пределах $2,0 \cdot 10^{-6}$ – $3,0 \cdot 10^{-5}$ г/л содержание в парогазовой фазе, из которой получен конденсат, составляет $(1600-24000) \cdot 10^{-9}$ мг/л газа. Так, например, на Дачном термальном поле, по данным В.Б. Черницына и др. [179], содержания в газе парогазовых струй $(100 \div 200) \cdot 10^{-9}$ мг/л, на площади выходов гидротерм до $(700-900) \cdot 10^{-9}$ мг/л, непосредственно у грифонов $(1500-700) \cdot 10^{-9}$ мг/л, отдельные замеры показали $15000 \cdot 10^{-9}$ мг/л.

По нашим данным (табл. 53), максимальное содержание Hg в парогазовых струях на Дачном термальном поле (активная группа) достигает $24000 \cdot 10^{-9}$ мг/л, т.е. в полтора-два раза выше максимальных значений, полученных В.Б. Черницыным и др. Однако в конденсате, полученном из этой парогазовой смеси, содержание Hg составляет всего лишь $3,0 \cdot 10^{-5}$ г/л.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что полученные различными авторами [47, 195; и др.] ураганные содержания ртути в парогазовых струях различных термальных полей областей активного вулканизма связаны с простым явлением — вскипанием гидротерм, содержащих обычные для них концентрации Hg, и преимущественном переходе Hg в паровую фазу. Это подтверждается и данными Робертсона и др., которые показывают, что ртуть так же, как и растворенные в воде газы, отделяется от раствора и переходит в пар при вскипании гидротерм.

Определение коэффициентов распределения Hg между водой и паром в ходе фазовой дифференциации в естественных условиях при различных P и T непростая задача. На Северо-Мутновском термальном поле в условиях дневной поверхности нами получены данные по соотношению концентраций Hg в термальном растворе ($C_{\text{Hg}} = 4,0 \cdot 10^{-6}$ г/л и конденсате отделившегося от раствора пара ($C_{\text{Hg}} = 1,2 \cdot 10^{-5}$ г/л) при $T = 93-96^\circ\text{C}$. При этом происходит трехкратное обогащение пара ртутью. Преимущественный переход Hg в газовую фазу при вскипании гидротерм имеет особое геохимическое значение для пародоминирующих гидротермальных систем.

Высоконагретые термальные растворы при приближении к поверхности и снижении давления начинают вскипать. При этом резко снижается растворимость в гидротермальных растворах таких компонентов, как H_2 , CH_4 , CO_2 , H_2S , N_2 и др. легколетучих соединений, которыми обогащается паровая фаза. Отделившись от конденсированной фазы, паровая фаза при продвижении к поверхности может частично конденсироваться, обогащаясь высоколетучими газовыми компонентами. Все это легко проследить на примере данных по Паужетскому геотермальному району, приведенных в табл. 54. Так, в пробе 30 дан состав парогазовой фазы, отделившейся от пароводяной смеси, выведенной скважиной на поверхность. Разделение фаз проведено с помощью объемно-циклонного сепаратора. Проба газа отобрана из паропровода после конденсации пара. В этой пробе самое низкое содержание газов относительно H_2O . Отобранные рядом с этой скважиной пробы 26 и 27 (примерно в 100 м от скважины) из паровых струй на Верхнепаужетском термальном поле содержат на порядок больше H_2 , в 20–30 раз больше CH_4 и CO_2 , в 3–4 раза больше

Таблица 54

Содержание некоторых компонентов в парогазовых струях хр. Камбального, Верхнепаужетского термального поля и в парогазовой фазе пароводяной смеси из скважин (ммоль/кг H₂O)

Компоненты	Северо-Камбальные струи											
	1 группа			2 группа			3 группа					
	2	7	8	9	11	12	5	6	13	14	20	15
H ₂	0,61	1,77	1,62	0,12	0,10	2,41	0,70	0,29	0,59	0,36	1,12	3,66
CH ₄	0,43	0,59	1,07	0,63	0,19	4,38	3,64	1,15	1,12	0,25	5,13	18,10
CO ₂	104,95	338,4	232,5	31,29	28,65	368,44	86,45	58,44	229,4	125,4	109,18	261,26
H ₂ S	2,18	2,44	1,07	0,96	0,79	2,21	0,66	0,57	1,41	0,87	5,14	14,16
NH ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
N ₂	26,73	23,43	106,74	92,12	30,09	23,49	27,59	12,08	80,72	51,08	17,96	85,18
O ₂	4,97	2,32	24,57	24,19	7,11	1,25	1,60	1,87	15,00	12,01	2,67	19,87

Примечание. Данные Ю.П. Трухина, Р.А. Шувалова; аналитик Р.В. Гусева (ИВ ДВНЦ АН СССР)

H₂S. В северо-Камбальных паровых струях содержание H₂ и H₂S того же порядка, что и Верхнепаужетском термальном поле. Южно-Камбальные паровые струи отличаются более высокими содержаниями всех летучих компонентов. При этом проба 22 отбиралась в условиях, когда на глубине ~0,5 м в нише происходила основная конденсация пара, а часть неконденсированного пара вместе с легколетучими компонентами пробивалась через небольшое отверстие в измененной до глины породе, которая сверху изолировала нишу от атмосферы.

На Мутновском геотермальном месторождении разведочными скважинами с глубины 200 м вывели пар с высокими параметрами ($H = 250$ ккал/кг). Конденсат пара по химическому составу в целом аналогичен термальным водам и конденсатам термальных полей Северо-Мутновской геотермальной зоны [32]. С глубины более 1400 м скважинами выведена на поверхность пароводяная смесь ($H > 230$ ккал/кг) с минерализацией (в пересчете на конденсированную фазу с учетом пара) 1,5 г/л хлоридно-натрового состава. Таким образом, на Северо-Мутновском месторождении мы имеем последовательность зон: 1) высокотемпературные хлоридно-натровые воды (возможно, высокоминерализованные); 2) зона перегретого пара, располагающаяся выше уровня парообразования; 3) близповерхностная зона вторичной конденсации пара, формирующаяся в результате квазиadiaбатического расширения и последующего охлаждения теплоносителя при его миграции к поверхности.

Приведенные в табл. 52, 53 данные по содержанию Hg характеризуют растворы только самой верхней зоны — зоны конденсации, являющиеся продуктом фазовой дифференциации глубинных гидротерм. В ходе фазовой дифференциации происходит обогащение паровой фазы легколетучими и газовыми компонентами гидротерм. Наиболее важным компонентом, определяющим форму переноса Hg, является H₂S. На Северо-

Южно-Камбальные струи							Верхнепаужетское термальное поле		Скв. 20, паровая фаза
3 группа			2 группа		1 группа		26	27	30
16	17	18	19	22	23	25			
3,37	4,51	5,20	7,31	11,72	—	7,31	0,88	1,90	0,01
19,30	24,71	29,88	45,05	211,5	19,52	19,06	2,38	2,91	0,10
262,3	343,61	371,59	711,69	4585,9	544,4	625,6	28,94	35,78	0,93
11,29	12,45	15,39	19,81	163,5	30,1	20,78	1,81	2,84	0,69
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
98,80	55,28	86,66	25,32	511,72	544,5	106,74	12,37	14,26	0,94
26,07	10,37	16,49	2,52	95,98	136,9	22,24	1,01	0,29	0,23

Мутновском месторождении содержание H₂S в глубинных гидротермах $4,4 \cdot 10^{-5}$ моль/кг. В конденсате пара содержание H₂S возрастает более чем на 2 порядка: $C_{H_2S} = 1,55 \cdot 10^{-2}$ моль/кг.

В термальных растворах зон вторичной конденсации (парогазовые струи термальных полей) содержание H₂S достигает $0,5 \cdot 10^{-2}$ моль/кг (табл. 52, 55). На Паужетском геотермальном месторождении H₂S в глубинных гидротермах $7,0 \cdot 10^{-5}$ моль/кг, в отсепарированном при $T = 130^\circ$ паре содержание H₂S возрастает на порядок ($C_{H_2S} = 7,0 \cdot 10^{-4}$ моль/кг). В термальных растворах термальных полей (см. табл. 52) Паужетского месторождения и хр. Камбального (естественных конденсатах отделяющегося на глубине пара) содержание H₂S колеблется в пределах $(0,06-3,0) \cdot 10^{-2}$ моль/кг, т.е. на один—три порядка выше, чем содержание H₂S в глубинных гидротермах.

В процессах фазовой дифференциации гидротерм вместе с летучими компонентами растворов в парогазовую фазу переходит и Hg. По имеющимся ограниченными экспериментальными данным [168], концентрация Hg в паре выше, чем в сосуществующем термальном растворе. Пересчет данных Н.А. Озеровой [143] показал, что $C_{Hg(пар)}/C_{Hg(р-р)} = 1,0-1,65$. На термальных полях Северо-Мутновской зоны в термальных растворах, не претерпевших фазовой дифференциации при выходе их на поверхность, содержание Hg колеблется в пределах $1,2-3,0 \cdot 10^{-5}$ г/л (см. табл. 52, 53). В условиях интенсивной дегазации на поверхности содержание в растворах ртути снижается. Примером является кипящий котел (на Северо-Мутновском термальном поле), представляющий собой систему, в которой происходит свободное отделение пара ($T = 96^\circ C$). При этом примерно сбалансировано количество поступающей в котел конденсированной фазы и количество воды, удаляющейся из котла в виде пара. При содержании Hg (см. табл. 50. анал. 3) в растворе, не претерпев-

Таблица 55

Содержание H_2S в конденсатах пара и термальных водах Камчатки и о-ва Кунашир

Термальное поле	T°, C	pH	$H_2S, 10^{-2}$ моль/кг	Дата отбо- ра проб
Паужетский геотермальный район				
Южно-Камбальное, конденсат пара	96–96,5	5,8–6,2	0,52–2,0	1976
Северо-Камбальное, то же	96–98	5,0–7,1	0,14–0,32	1976
Восточно-Паужетское	98	5,90	0,29	1976
Верхнепаужетское	99	6,32	0,08	1976
Паужетское, скв. К–20	130	5,0–6,4	0,07	1976
ПВС*		8,2–8,6	0,007	1976
Мутновский геотермальный район				
Дачное, скв. В–1, конденсат пара	97,5	4,62	0,55	1978
Дачное, скв. ГК–1, ПВС				1981
О-в Кунашир				
Вулкан Менделеева, Северо-Западное термальное поле, конденсат пара	105	3,32	22,0	1973
Кальдера Головнина, вода	45–75	1,7–8,1	0,1	1973
Южно-Алехинские источники	52	7,90	0,003	1973
Горячий пляж	50–100	7,8–9,2	0,01	1973

*ПВС – пароводяная смесь.

шем фазовой дифференциации, $1,2 \cdot 10^{-5}$ г/л содержание Hg в кипящем котле снижается до $4,0 \cdot 10^{-6}$ г/л (табл. 53), т.е. в 3 раза.

Нужно отметить, что коэффициент распределения вода–пар будет отличаться от полученного значения соотношений концентраций Hg, потому что в данном случае не учтена кинетика сорбции Hg породами стенок котла и взвешенными частицами. Однако, по нашему мнению, поправка будет невелика, если учесть длительное существование котла и многократный водообмен в системе.

Рядом исследователей [113, 178, 186; и др.] определялись возможные формы переноса Hg в рудообразующих растворах. Показано, что определяющими формами переноса Hg при активностях сульфидной серы $> n \cdot 10^{-2}$ моль/кг являются гидросульфидные комплексы $Hg(HS)_2^0$ ($pH < 6$); $HgS(HS)^-$ ($6 < pH < 9$) и сульфидный комплекс HgS_2^{2-} ($pH > 9$). При активностях сульфидной серы $< n \cdot 10^{-2}$ моль/кг доминирующей формой переноса является $Hg^0_{(p-p)}$ [186].

Полученные нами данные по содержанию Hg и H_2S в ряде гидротермальных объектов даны в табл. 52. Из этих данных, а также термодинамических свойств соединений Hg [178; и др.] следует, что в недрах геотермальных месторождений доминирующей формой переноса Hg является атомарная форма $Hg^0_{(p-p)}$. В пределах высокотемпературных геотермальных место-

рождений (Паужетское, Мутновское и др.) в зонах вторичной конденсации, обогащенных Hg и H₂S, перенос Hg возможен как в атомарной, так и в гидросульфидной формах (Hg⁰_(p-p)); Hg(HS)₂⁰, находящихся в различных соотношениях. При этом преобладающей формой может являться гидросульфидная — Hg(HS)₂⁰ (термальные поля Камбального хребта, Северо-Мутновское месторождение, а также конденсатные воды ряда термальных полей вулканов). Как показано ниже, именно в зонах вторичной конденсации происходит аномальное обогащение Hg гидротермально измененных пород.

Г Л А В А 4

РТУТЬ НА ТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЯХ И В НЕДРАХ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

С.И. Набоко, обобщая материал по металлоносности гидротерм, подчеркивает, что в Советском секторе Тихоокеанского подвижного пояса ртутная минерализация сопровождает разгрузку многих гидротермальных систем [104]. Вместе с тем, как следует из материалов предшествующей главы, содержание ртути в гидротермах Курило-Камчатского вулканического пояса в подавляющем большинстве случаев не отличается от содержания этого элемента в гидросфере Земли. Существенно подчеркнуть, что ртутная минерализация фиксируется и в зонах разгрузки гидротерм с содержанием ртути в растворах ниже средних значений содержания ртути в гидросфере. Мы в данном случае сталкиваемся с противоречием, суть которого заключается в том, что металлогеническая ртутная специализация измененных пород в зонах разгрузки гидротерм не находит отражений в геохимической специализации на ртуть разгружающихся в этих же зонах гидротермальных растворов. Это требует своего объяснения. Однако необходимо отметить, что все выводы о ртутной минерализации гидротермальных растворов, участвующих в современных гидротермальных процессах в пределах Курило-Камчатского вулканического пояса, сделаны на основе изучения измененных пород термальных полей (либо на их поверхности, либо на глубинах в несколько десятков сантиметров). Информация о распределении ртути в недрах геотермальных месторождений, имеющаяся в литературе, ограничена. Н.А. Озерова [143] приводит лишь несколько цифр по содержаниям ртути в зонах цеолитизации ($2 \cdot 10^{-6}$ — $3 \cdot 10^{-5}\%$) и пропилитизации ($2 \cdot 10^{-6}$ — $2 \cdot 10^{-5}\%$) Паужетского геотермального месторождения. Ниже даны результаты систематических исследований распределения ртути на термальных полях вулканов и геотермальных месторождений Камчатки и Курильских островов. Приводится значительный материал по распределению ртути в недрах ряда геотермальных месторождений с учетом температурной зональности. Рассмотрены условия концентрации ртути с учетом процессов фазовой дифференциации высокотемпературных гидротерм. Этому способствовало то, что благодаря возрастающему интересу к использованию геотермальных ресурсов в энер-

гетических целях расширяются разведочные работы на геотермальных месторождениях, а ртуть используется в качестве прогностического признака при выборе мест заложения геотермальных скважин.

ПАУЖЕТСКОЕ ГЕОТЕРМАЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Изучению различных сторон гидротермального процесса в пределах Паужетской гидротермальной системы посвящено большое число работ [4, 7, 12, 23–26, 64, 74, 79, 99–103, 108–110, 116, 132, 133, 154, 155, 162, 165; и др.].

Паужетская гидротермальная система расположена в центральной части Паужетской вулканотектонической структуры, находящейся на юге Камчатки. Сведения об этой структуре даны в соответствии с представлениями Н.В. Огородова, Н.Н. Кожемяки, Н.Е. Литасова и др. [79].

В современном виде Паужетская вулканотектоническая структура представляет собой аккумулятивно-тектонический свод, имеющий в плане изометричную форму. Диаметр структуры около 70 км. В центральной части свода образована вулканотектоническая депрессия (площадью $20 \cdot 24$ км), которая выражена в рельефе котловиной глубиной 500–600 м. Основание вулканотектонической структуры сложено комплексом осадочно-вулканогенных пород олигоцен-среднемиоценового возраста. Заложение Паужетской вулканотектонической структуры началось в позднем миоценовое время, когда подводная вулканическая деятельность сменяется наземной. Продукты вулканизма этого времени фиксируются в верхних частях миоценовой толщи и представлены туфобрекчиями и лавобрекчиями кислого состава, лавами двупироксеновых, роговообманковых андезитов. В верхах разреза распространены лавы и туфы основного состава. Весь комплекс пород прорван многочисленными интрузивными телами и дайками основного и кислого состава. После перерыва, продолжавшегося с позднего миоцена до нижнего плейстоцена, начинается второй, плейстоценовый этап вулканизма, который происходит в основном в наземных условиях и носит резко выраженный эксплозивный характер. В это время формируются существенно пирокластические и (или) лавопирокластические стратовулканы. Плиоценовый вулканизм без заметного перерыва сменяется четвертичным вулканизмом. В это время происходят излияния платоэффузивов ареального типа. Подводящие каналы фиксируются в виде даек мощностью 3–5 м. С конца нижнего до начала среднего плейстоцена в пределах Паужетской вулканотектонической структуры, вероятно, наступил перерыв в вулканической деятельности. Вторая половина среднего плейстоцена ознаменовалась мощной вспышкой кислого вулканизма. В пределах вулканотектонической структуры по ее восточному и северному обрамлению происходит мощный выброс игнимбритов. В конце верхнего плейстоцена–голоцене происходит формирование крупных андезито-базальтовых и андезитовых вулканов (Ильинского, Желтовского, Камбального). В голоцене на фоне продолжающегося основного вулканизма в пределах Паужетской депрессии (сформированной в центральной части вулканотектонической структуры) внедряются серии кислых экструзий (хр. Дикий Гребень, гора Круглая и др.) и происходят выбросы кислой пирокластики.

Строение и условия формирования Паужетской гидротермальной системы рассмотрены в ряде работ [2, 59, 79, 132, 165; и др.]. Химический состав гидротермальных растворов показан в табл. 46. Большой объем буровых работ, выполненных ПГО "Камчатгеология", Управлением по использованию глубинного тепла Земли, позволили с высокой степенью детальности охарактеризовать тепловой режим недр Паужетского геотермального месторождения (рис. 15).

Гидротермальному метаморфизму пород и минералообразованию посвящены труды С.И. Набоко, Г.А. Карпова, А.Л. Розниковой [109], Л.М. Лебедева [74]. В гидротермально измененных породах Паужетского геотермального месторождения С.И. Набоко и др. [109] определен широкий набор гидротермальных минералов, таких как ломонтит, анальцит, птилолит, сколецит, гейландит, томсонит, шабазит, десмин, филиппсит, адуляр, альбит, каолинит, монтмориллонит, нонтронит, делессит, пеннин, клинохлор, кальцит, сидерит, ангидрит, алунит, кварц, халцедон, опал, тридимит, кристобалит, эпидот, пренит, а также гематит, магнетит, мушкетовит, сфен, анатаз, брукит, рутил, апатит, гиrolит, пирит, селадонит, гидрогематит, гидросеричит, гидробиотит, актинолит. Описана метасоматическая зональность. Выделен ряд метасоматических зон: 1) кислого выщелачивания, 2) аргиллизации и цеолитизации, 3) цеолитизации и фельдшпатизации, 4) окварцевания и адуляризации, 5) кварц-гидрослюдистого замещения, 6) пропилитизации (трансильванского типа).

Геохимическими исследованиями ряда авторов [109, 165] установлено, что гидротермальный метасоматоз пород Паужетского месторождения сопровождается привнесом K, Li, Sn, Ag, CO₂, S, выносом Na, Cu. Содержание Pb, В остается неизменным, либо (для бора) устанавливается некоторый привнос. Следует подчеркнуть значительный привнос S в процессе гидротермального метасоматоза.

Приводим данные по содержанию серы в эффузивных породах Паужетской вулканотектонической структуры, а также в гидротермально измененных породах гидротермального месторождения и месторождения Стимбот в США (%; в скобках указано количество анализов):

	Содержание S
Верхнемиоцен-плиоценовые базальты, долерито-базальты (8)	0,040
Четвертичные эффузивы	
базальты (4)	0,039
андезиты (2)	0,064
андезито-базальты (2)	0,042
пемзы (2)	0,030
Гидротермально измененные породы Паужетского месторождения	
Пемзово-пепловые туфы дацитов (4)	0,25
Туфобрекчи андезито-базальтового состава (3)	1,69
Спекшиеся туфы андезито-дацитов (1)	0,13
Туфопесчаники (3)	0,78
Гидротермально измененные породы месторождения Стимбот, США [200, 201] (15)	0,77

ГЕОТЕРМАЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ГОРЯЧИЙ ПЛЯЖ

Геологическое строение геотермального месторождения Горячий Пляж, термопроявление, химический состав гидротерм и гидротермальное минералообразования описаны в работах многих авторов [57, 84, 105, 110, 162, 165; и др.].

На рис. 16 показаны температурные поля месторождения на глубинах 50, 100, 200, 300 м. Они образуют поверхности, длинные оси которых ориентированы вдоль тектонической зоны. Распределение температур в недрах месторождения показано на рис. 17, иллюстрирующем температурный разрез в направлении, перпендикулярном тектонической зоне. Все эти данные показывают, что тектонический контроль отчетливо проявляется только в верхней части (до глубины 300–400 м) геотермального месторождения. В прибрежной зоне изотермы оконтуривают узко локализованный гидротермальный поток. По конфигурации изотерм нельзя однозначно судить о направлении движения гидротерм и конфигурации гидротермального потока уже на глубинах полтора–два километра.

Состав фильтрующихся гидротерм очень непостоянен в связи с различной степенью гидрохимического взаимодействия глубинных гидротерм с морской водой (см. табл. 50).

Гидротермальному воздействию подвергаются породы алексинской свиты ($N_1^2-N_2$), представленные пемзовыми туфами, туффитами, дацитовыми и риолитовыми лавами, туфопесчаниками, и верхнемиоценовые отложения преимущественно основного состава: грубообломочные туффиты, часто с округлыми обломками основных шлаковидных лав, псефитовые туфы андезито-базальтового состава, лавы базальтов и андезито-базальтов. Распространение в разрезе месторождения пород алексинской свиты и верхнеплиоценовых отложений показано на рис. 17.

Гидротермальное изменение пород и метасоматическая зональность охарактеризованы С.И. Набоко и ее соавторами [105, 110]. В составе продуктов метасоматоза обнаружены: кварц, халцедон, опал, тридимит, кристобалит, адуляр, альбит, морденит, анальцит, ломонит, сколецит, томсонит, натролит, гейландит, монтмориллонит, нонтронит, селадонит, гидрослюда, гидрохлорит, пеннин, клинохлор, гидробиотит, эпидот, пренит, кальцит, арагонит, алунит, гипс, ангидрит, рутил, каолинит, лимонит.

Р и с. 15. Литологический разрез и распределение температур в недрах Паужетского геотермального месторождения, по В.А. Ямпольскому

1 – современные аллювиальные и валунно-галечные отложения; 2 – средне-верхнечетвертичные дациты и андезито-дациты; 3 – средневерхнечетвертичные базальты и андезито-базальты; 4 – Паужетская свита, верхняя подсвита; чередование псефитовых, псаммитовых и алевропелитовых туффитов и туфов дацитового состава; 5 – Паужетская свита, средняя подсвита; псефитовые и псаммитовые туфы дацитового состава с прослоями туфобрекчий того же состава; 6 – Паужетская свита, нижняя подсвита; туфобрекчии андезитового состава с потоками лав андезитов; 7 – Гольгинский горизонт; спекшиеся псефитовые туфы дацитового состава; 8 – алнейская серия; туфобрекчии и туфы основного состава с потоками лав андезито-базальтов; 9 – анавайская серия; вулканомиктовые песчаники с прослоями гравелитов и алевролитов; 10 – пьезометрический уровень термальных вод; 11 – тектонические нарушения установленные и предполагаемые; 12 – геоизотермы; 13 – скважина, вверху ее номер

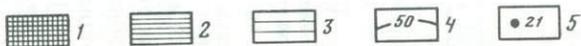
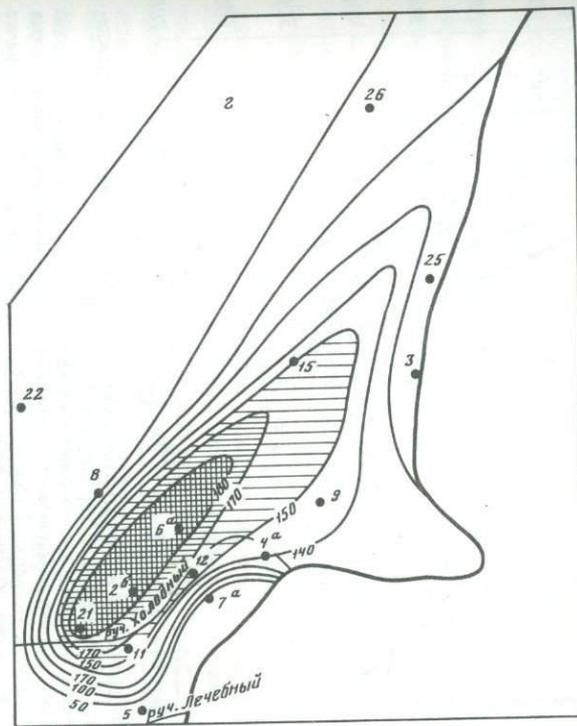
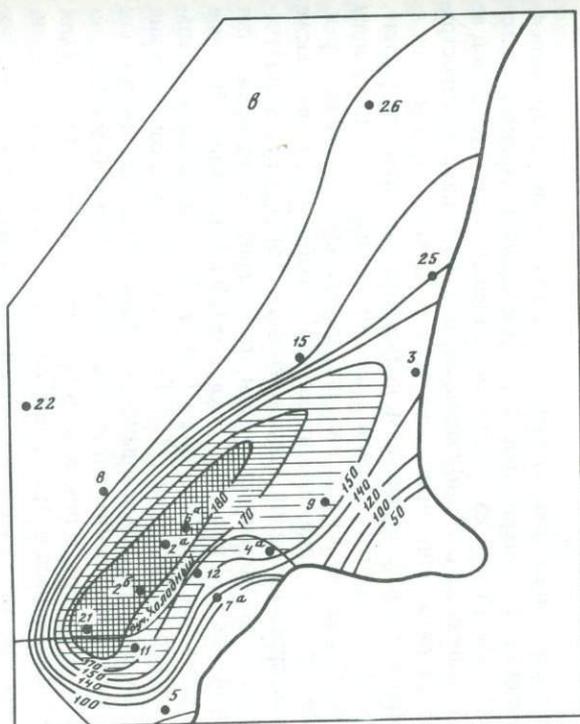
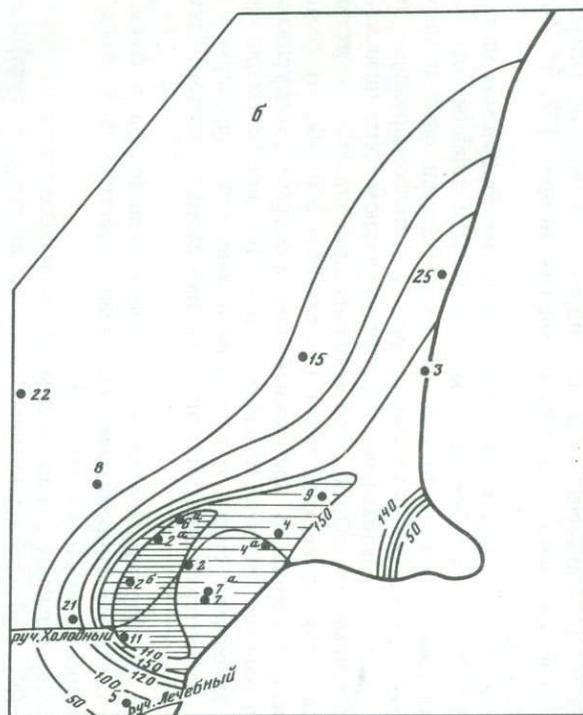
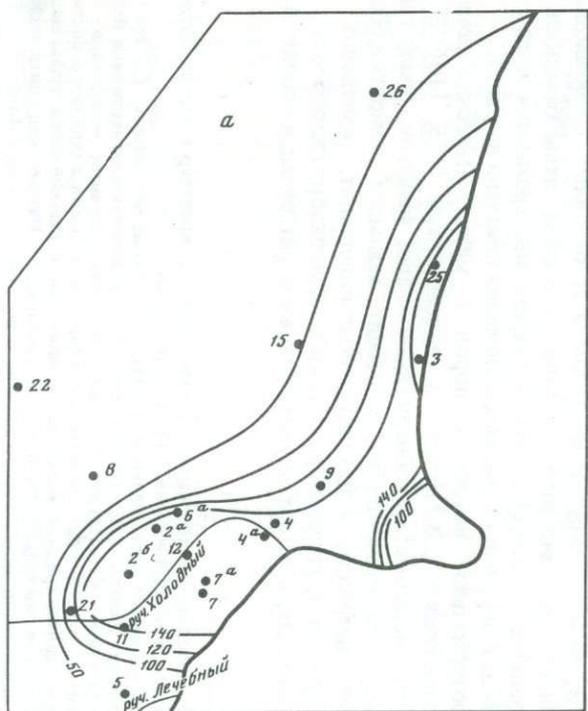
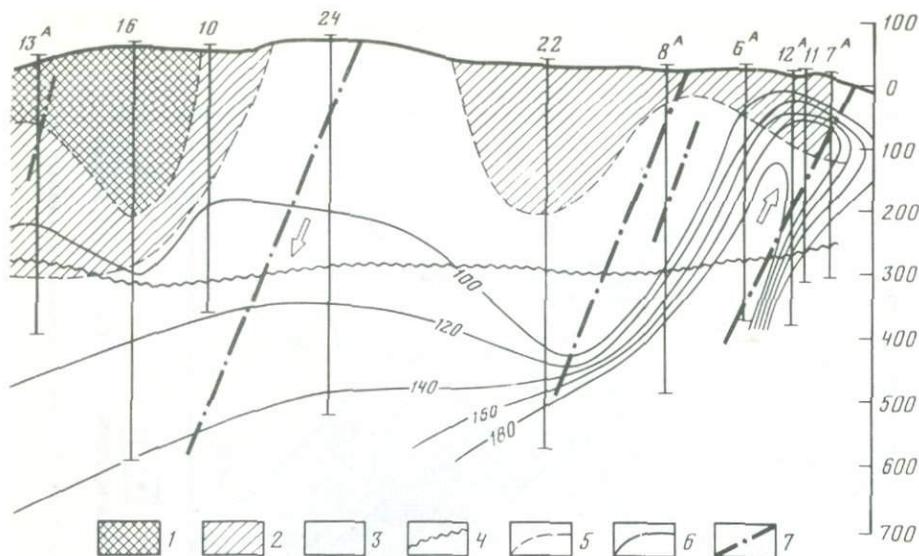


Рис. 16. Температурные поля геотермального месторождения Горячий Пляж на глубинах 100 (а), 200 (б), 300 (в), 400 (г) м (составили И.А. Пляшкун, Ю.П. Грузин)
 1 - $T = 180^{\circ}\text{C}$; 2 - $T = 170-180^{\circ}\text{C}$; 3 - $T = 150-170^{\circ}\text{C}$; 4 - линии изотерм; 5 - геотермальные скважины



Р и с. 17. Термометрический и метасоматический разрез геотермального месторождения Горячий Пляж (составили Ю.П. Трухин, И.А. Пляшкун)

1 — неизменные породы; 2 — зона аргиллизации; 3 — зона аргиллизации, цеолитизации; 4 — граница верхнеплиоценовых отложений (N_2) и пород алексинской свиты ($N_1^2 - N_1$); 5 — границы метасоматических зон; 6 — линии изотерм; 7 — тектонические нарушения. Стрелками обозначено предполагаемое изменение (погружение, поднятие) положения изотерм во времени

С.И.Набоко выделены зоны (сверху вниз): 1) аргиллизации, 2) аргиллизации и цеолитизации, 3) адуляризации. Зона аргиллизации характеризуется развитием минералов только из группы монтмориллонита. С глубиной ее сменяет зона аргиллизации и цеолитизации, характеризующаяся распространением минералов ряда монтмориллонит — гидрослюда — гидрохлорит — селадонит. Широким распространением пользуются цеолиты (морденит, шабазит, анальцим, ломонтит). Среди цеолитов наиболее распространен морденит, отмечены также кварц, кальцит, пирит, эпидот, апатит, сфен. В пределах зоны аргиллизации—цеолитизации С.И.Набоко выделяет также зону адуляризации (адуляризации). Эти результаты получены С.И.Набоко и ее соавторами на первом этапе разведки месторождения в его прибрежной зоне (см. рис. 16, 17, скв. 1—8). В последующем буровые работы были перенесены в глубь острова (скв. 9—34), и дали дополнительный материал, изученный авторами [165]. На рис. 17 показано соотношение метасоматических зон; их наименования и объем метасоматических зон соответствуют метасоматическим зонам, выделенным С.И.Набоко. В отличие от данных этого автора, в показанной на разрезе части месторождения существенно меньшим распространением пользуется зона адуляризации. Соответствующий ей тип изменения ограничен зонами тектонических нарушений. Эти различия, видимо, связаны с ориентировкой скважин 1—8, изученных С.И. Набоко, вдоль зоны разломов, контролировавшей восходящее движение гидротерм (см. рис. 16, 17).

Зона аргиллизации (см. рис. 17) является самой верхней. Мощность ее колеблется от десятков (50–60) до сотен (200) метров. В составе продуктов замещения наряду с минералами группы хлорита — монтмориллонита значительным распространением пользуются опал, халцедон, а также кальцит, ангидрит, пирит.

Тип гидротермального изменения пород, устанавливаемый для зоны аргиллизации—цеолитизации, наиболее характерен для месторождения. Основными минералами здесь являются минералы ряда монтмориллонит — гидрослюда — гидрохлорит — селадонит, опал, морденит. Постоянно присутствуют халцедон, кварц, анальцит, ломонтит, десмин, шабазит, натролит, кальцит, пирит. Спорадически в составе замещающих комплексов вторичных минералов отмечается альбит. В очень небольших количествах обнаружены пренит и эпидот.

Особо следует остановиться на роли опала и халцедона в составе продуктов замещения. Опализация вообще широко проявляется в пределах всего месторождения. Однако особенно широким развитием в составе гидротермальных продуктов пользуется опал в блоке пород месторождения, вскрытых скв. 24 (см. рис. 17). Далее, в направлении к береговой линии, содержание опала снижается и уже в скв. 11 и 12 он имеет в составе продуктов замещения подчиненное значение. В гидротермально измененных породах скв. 24 содержание опала достигает 50–60%. Такая степень опализации прослеживается с глубины первых метров. Вместе с тем западнее (до глубин около 200 м) породы почти не затронуты гидротермальным изменением. Восточнее (скв. 22) гидротермальное изменение ограничивается аргиллизацией. Выход почти на поверхность зоны аргиллизации—цеолитизации с интенсивной опализацией пород свидетельствует о том, что в прошлом вдоль этой зоны происходила основная разгрузка гидротерм. Кальматация опалом гидротермопроводящей зоны привела к смещению зоны разгрузки в восточном направлении, к погружению, как это показано на рис. 17, изотерм в зоне скв. 24 и поднятию изотерм в зоне скв. 11 и 12.

Наряду с широко проявленной опализацией в пределах зоны аргиллизации—цеолитизации достаточно широким распространением пользуются опалитовые жилы, сложенные преимущественно опалом с подчиненной ролью халцедона и гидрослюда, часто с пиритом, сфалеритом, борнитом, антимонитом. Мощность таких жил достигает 1,0–3,0 м. Как правило, их образование ограничивается верхнеплиоценовой толщей, представленной лавами базальтов, андезито-базальтов, их туфов, туффигов, туфопесчаников, туфоалевролитов. В нижней толще преимущественно кислого состава происходит относительно равномерная опализация пород, описанная С.И. Набоко как гидротермальное сваривание кислых туфов [110].

Работами Ю.П. Трухина, Р.А.Шувалова установлено, что геохимический эффект гидротермального метасоматоза выразился в выносе Na и привносе Cu; Zn. Содержание бора и фтора остается неизменным либо обнаруживается некоторый привнос В и F. Для цинка характерно обогащение преимущественно верхней (верхнеплиоценовой) толщи при почти неизменном его содержании в нижней (алехинской) толще. Устанавливается двойственное поведение калия. При общей тенденции к выносу его при метасо-

матозе толщи в целом отмечается резкое обогащение калием отдельных участков толщи в виде формирования зон адуляризации вдоль тектонических нарушений. Ранее это было отмечено С.И. Набоко и ее соавторами [110]. Как и на геотермальных месторождениях Стимбоот [200, 201], Паужетском [165], на месторождении Горячий Пляж метасоматоз происходит со значительным привносом серы.

Приводим данные по содержанию серы в эффузивных породах о-ва Кунашир и в гидротермально измененных породах месторождения Горячий Пляж (%; в скобках указано количество анализов):

	Содержание S
Пропилитизированные базальты Кунаширской свиты, N ₁ (2)	0,019
Пропилитизированные эффузивы Алехинской свиты N ₁ ² –N ₂	
андезито-базальты (1)	0,030
дациты (2)	0,016
риолито-дациты (5)	0,045
Верхнеплиоценовые эффузивы N ₂ ³	
андезиты (3)	0,042
дациты (1)	0,101
голоценовые андезито-базальты (3)	0,016
Гидротермально измененные породы месторождения Горячий Пляж	
верхнеплиоценовые базальты и андезито-базальты, их туфы, туффиты (15)	0,186
пемзовые туфы дацитов, риолито-дацитов, переотложенные пемзовые туфы дацитов алехинской свиты, N ₁ ² –N ₂ (32)	0,164

(по Горячему Пляжу данные С.И. Набоко, 1969; остальные – неопубликованные данные И.А. Смирнова).

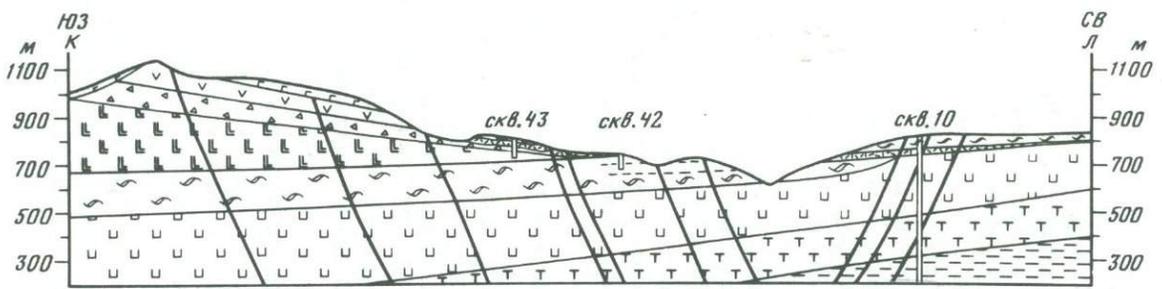
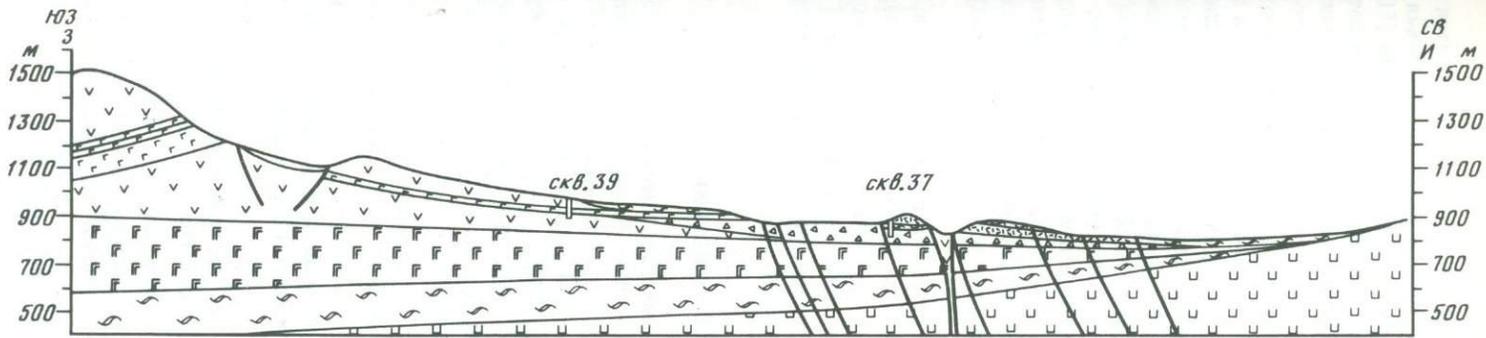
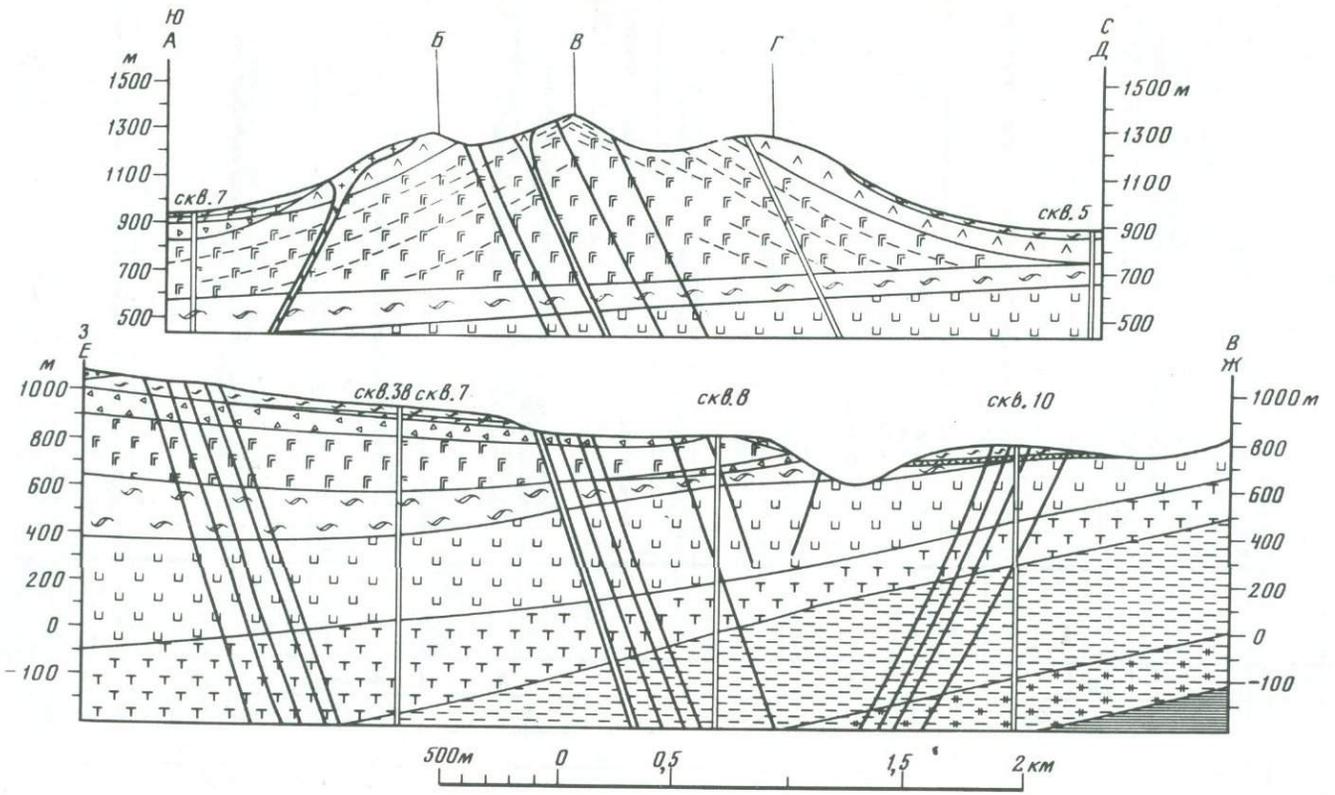
МУТНОВСКОЕ ГЕОТЕРМАЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Район вулкана Мутновского приурочен к стыку трех региональных структур Южной Камчатки: Начикинского глыбового поднятия, южной части Восточно-Камчатского вулканического пояса и Южно-Камчатского антиклинория [88, 165]. Район изучался многими исследователями [12, 13, 31, 33, 40, 83, 162, 165, 179, 183; и др.]. Е.А. Вакиным и Г.Ф. Пилипенко выполнена оценка геотермальных ресурсов района и дана рекомендация к их освоению [31]. В 1980 г. начата разведка Северо-Мутновского геотермального месторождения. Ниже приводятся данные о геологическом строении месторождения по В.Л. Леонову и др. [75].

На поверхности месторождения распространены в основном породы четвертичного возраста (рис. 18, см. вкл.). Разведочными скважинами вскрыты палеоген-неогеновые отложения. В нижней части разреза обнаружены пропилитизированные туфоалевролиты и туфопесчаники с прослоями туфобрекчий. Аналоги этих пород выходят на дневную поверхность вдоль тихоокеанского побережья и выделяются в составе жировской

Система	Отдел	Под-отдел	Индекс	Литологич.	Мощность, м	Описание
Четвертичные	Пleistocene	Верхний	Q ₄		60-100	Обвалыно-осыпные отложения
			Q ₃₋₄		60-100	Пемзовые туфы перевалов
			Q ₃		200	Дацинты, базальты, риолиты дайковой серии и вулкана Плоского
			Q ₂		60-60	Лаво-пирокластический комплекс вулкана Мутновского. Базальты, андезито-базальты, андезиты
			Q ₂		60-60	Игнимбриды трещинных излияний вулкана Горелого (вторая фаза)
			Q ₂		60-60	Пемзовые туфы района Дачных терм.
		Средний	Q ₂₋₃		300-400	Лаво-пирокластический комплекс вулкана Двугорбого. Базальты, андезиты, дациты, риолиты и туфы и туфобрекчии
			Q ₂₋₃		300-400	Лаво-пирокластический комплекс вулкана Скалистого. Андезиты, дациты. Базальты, андезито-базальты и их туфы и туфобрекчии
			Q ₂₋₃		300-400	Лаво-пирокластический комплекс вулкана Пальчик. Базальты, андезиты, дациты и их туфы и туфобрекчии.
			Q ₂₋₃		200-300	Туфоконгломераты, туфы, туфобрекчии
			Q ₂₋₃		50-200	Игнимбриды вулкана Горелого (первая фаза)
			Q ₁		250-650	Лаво-пирокластический комплекс вулкана Жировского. Базальты, андезито-базальты, их туфобрекчии. Слоистые пепловые туфы, андезиты
Неогеновая	Миоцен	Верхний	N ₁ -N ₂		200-400	Туфы, спекшиеся туфы, туфобрекчии риолито-дацитового состава
			N ₁ -3		500	Туфобрекчии, туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, лавы, туфобрекчии базальтового состава, рвущие тела диоритов
	Нижний	Верхний	N ₁		220	Лавы, туфы, туфобрекчии риолито-дацитового состава
			P ₃		7-200	Туфоалевролиты, туфопесчаники, туфобрекчии, (жировская толща), рвущие тела диоритов.

Р и с. 19. Стратиграфическая колонка отложений, вскрытых в районе Мутновского месторождения по В.Л. Леонову



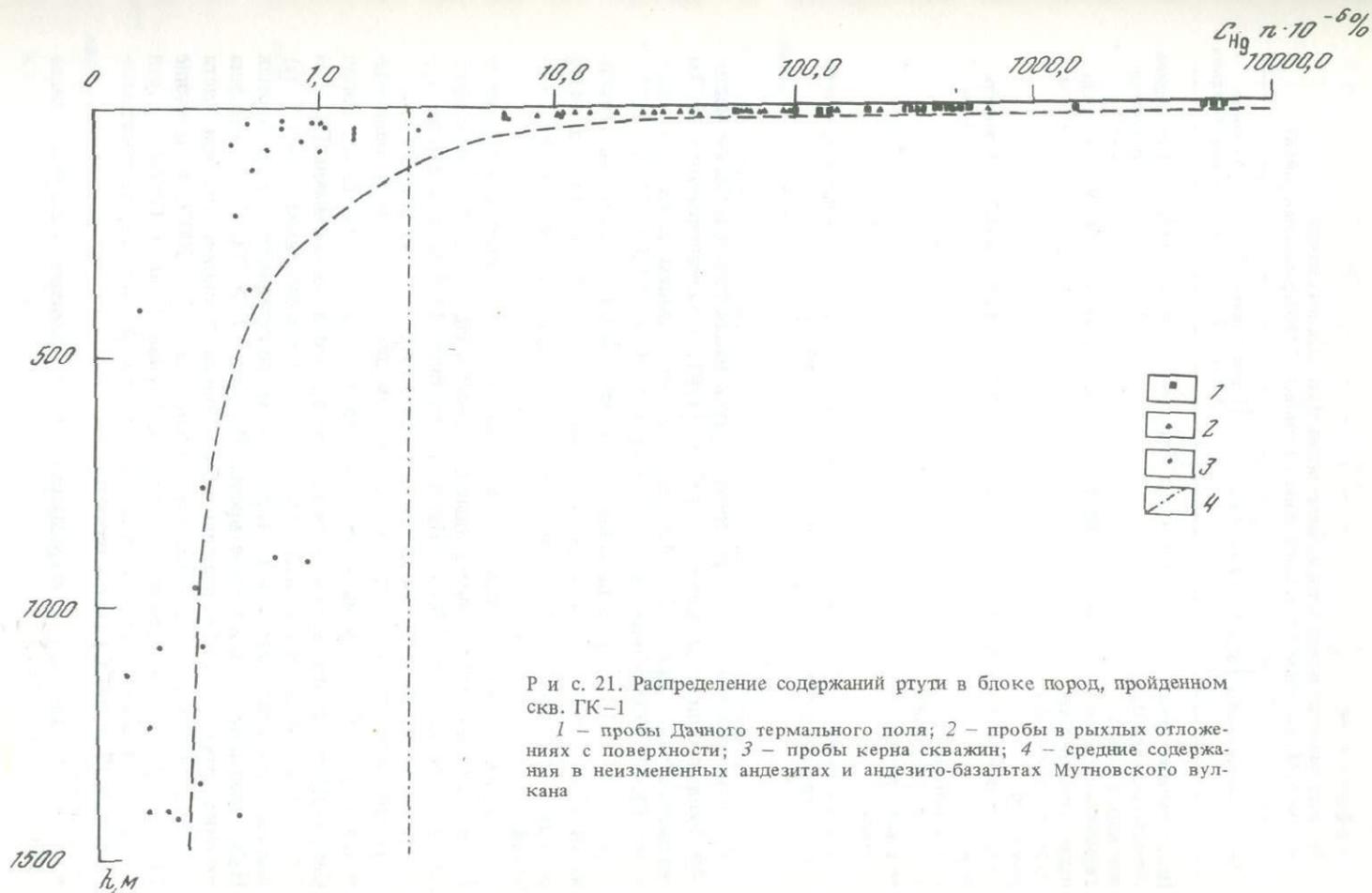
Р и с. 20. Геологические разрезы Мутновского месторождения парогидротерм по В.Л. Леонову, ИВ ДВНЦ
Условные обозначения см. на рис. 19

толщи. Выше по разрезу лавы и туфы дацитового состава относятся [13] к березовской свите или [80] выделяются как риолито-дацитовая (игнимбритовая) формация (N_1^2). Вверх по разрезу вскрыта мощная (500 м) толща туфов, туфобрекчий с прослоями туфоалевролитов и туфопесчаников. Породы зоны пропилитизации прорваны небольшими телами диоритов. Толща перекрывается кварц-биотитовыми туфами риолитового, дацитового состава (200 м), сформировавшимися на границе верхнего миоцена и плиоцена. Наконец, вскрытые выше отложения относятся к четвертичному времени. В.Л. Леонов и др. [75] выделяют среди них следующие комплексы (сверху вниз): лавопирокластический комплекс вулкана Жировского; игнимбриты вулкана Горелого (первая фаза); промежуточный комплекс туфоконгломератов, туфов и туфобрекчий; лавопирокластические комплексы вулканов Скалистого, Двугорбого и Пальчик; пемзовые туфы района Дачных терм; игнимбриты вулкана Горелого (вторая фаза) и ареальных трещинных излияний; лавопирокластические комплексы вулкана Мутновского, дайковой серии и вулкана Плоский; пемзовые туфы перевалов и, наконец, обвальнo-осыпные и коллювиальные отложения (рис. 19, 20).

Разведочными скважинами на месторождении с глубины 200 м вывели пар с высокими тепловыми параметрами ($T > 230^\circ\text{C}$). Конденсат пара по химическому составу в целом аналогичен термальным водам и конденсатам термальных полей Северо-Мутновской термальной зоны [168]. С глубины более 1400 м, скважинами выведена на поверхность пароводяная смесь с минерализацией 1,5 г/л хлоридно-натриевого состава.

РТУТЬ В НЕДРАХ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На Северо-Мутновском геотермальном месторождении буровые работы в настоящее время ведутся на площади несколько квадратных километров: Распределение содержаний Hg в блоке пород, пройденных скважиной ГК-1, показано на рис. 21. На поверхности вдоль профиля, проходящего через скв. ГК-1, среднее содержание Hg $74,5 \cdot 10^{-6}\%$, $C_{\min}-C_{\max} = (2,9 \div 650,0) \cdot 10^{-6}\%$. На Дачном термальном поле в 450 м от скв. ГК-1 содержание колеблется в пределах $(60,0 \div 5200) \cdot 10^{-6}\%$ (среднее $\bar{C}_{\text{Hg}} = 932,7 \cdot 10^{-6}\%$). В керне скважины высокие концентрации Hg ($C_{\text{Hg}} = (62,0-140,0) \cdot 10^{-6}\%$) устанавливаются только в верхней части скважины (глубина 12,0 м). С увеличением глубины содержание Hg снижается и в интервале глубин 50,0-1235 м колеблется в пределах $(0,27-1,5) \cdot 10^{-6}\%$, а $\bar{C}_{\text{Hg}} = 0,72 \cdot 10^{-6}\%$, т.е. более чем в 3 раза ниже фоновых содержаний Hg в основных и средних эффузивных породах района. Содержания Hg на глубинах 200 м более чем в 5 раз ниже фоновых ($\bar{C}_{\text{Hg}} = 0,36 \cdot 10^{-6}\%$) и в сотни раз ниже, чем содержание в породах верхней части скважины и на поверхности. Наконец, на Дачном термальном поле (табл. 56, см. рис. 21) \bar{C}_{Hg} в тысячи раз превышает \bar{C}_{Hg} в глубинных частях скв. ГК-1. Распределение содержаний Hg в приповерхностной части месторождения (глубина 0-100 м) дано на рис. 22 по данным опробования пяти мелких скважин (Т-37, Т-36, Т-41, Т-40, Т-43), пробуренных на продолжении тектонической зоны, в пределах которой располагается скв. ГК-1.



Р и с. 21. Распределение содержаний ртути в блоке пород, пройденном скв. ГК-1

1 — пробы Дачного термального поля; 2 — пробы в рыхлых отложениях с поверхности; 3 — пробы керна скважин; 4 — средние содержания в неизмененных андезитах и андезито-базальтах Мутновского вулкана

Т а б л и ц а 56

Hg в измененных породах термальных полей Мутновского вулкана
и Северо-Мутновской термальной зоны (Мутновский геотермальный район)

Место взятия пробы	$S, \text{ м}^2$	$T_{\text{min}}-T_{\text{max}},$ $^{\circ}\text{C}$	n	$C_{\text{min}}-C_{\text{max}},$ $n \cdot 10^{-6} \%$	$\bar{C},$ $n \cdot 10^{-6} \%$	Условия опробования
Низкотемпературные термальные поля Мутновского вулкана	—	24,0–131,0	10	100,0–50000,0	11103,3	Площадное опробование
Термальное поле западной группы Северо-Мутновских паровых струй	25 000	10,0–95,0	18	85,0–4000,0	1067,8	Профиль $l = 100 \text{ м}$
Дачное термальное поле	10 000	10,0–98,0	18	60,0–5200,0	932,7	Профиль $l = 50 \text{ м}$
Неизмененные базальты и андезитобазальты Мутновского вулкана	—	—	6	1,5–3,3	2,36	—

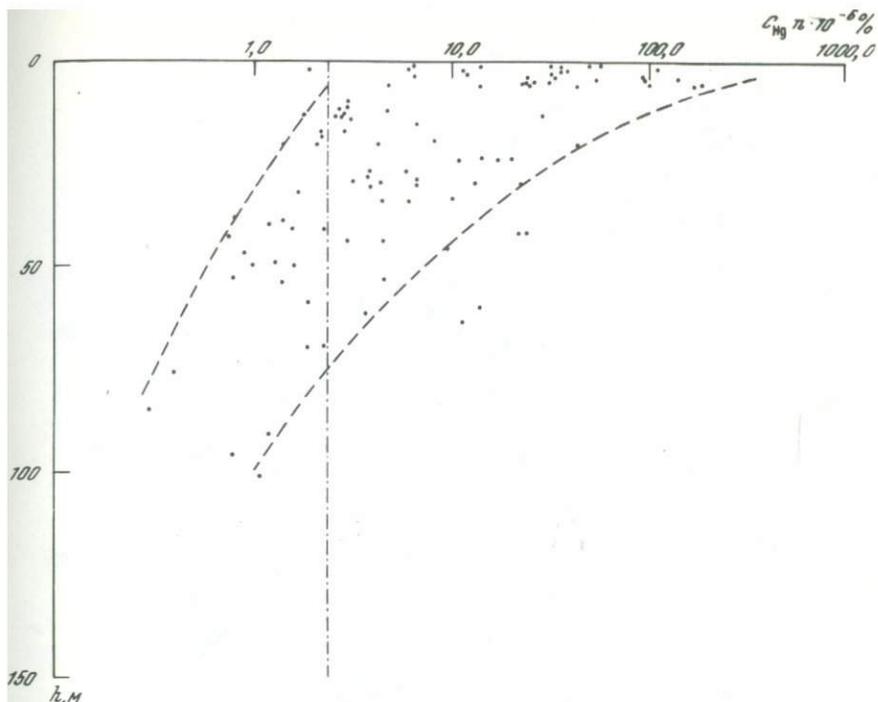
П р и м е ч а н и е. S — площадь термального поля; $T_{\text{min}}-T_{\text{max}}$ — пределы колебания температур; прочие условные обозначения см. в табл. 33.

Близкая картина по распределению ртути наблюдается в блоке месторождения, пройденном скважиной ГК-3 [168], расположенной в 1550 м северо-восточнее скв. ГК-1. На профиле, проходящем через устье скважины ГК-3, содержание Hg колеблется в пределах $(2,5 \div 100,0) \cdot 10^{-6} \%$ ($\bar{C}_{\text{Hg}} = 21,0 \cdot 10^{-6} \%$). В породах керна верхней части скважины (глубина 50 м) $C_{\text{Hg}} = (3,7 \div 7,4) \cdot 10^{-6} \%$. С увеличением глубины содержания Hg снижаются, и на глубине 900 м более чем в 5 раз они ниже фоновых значений.

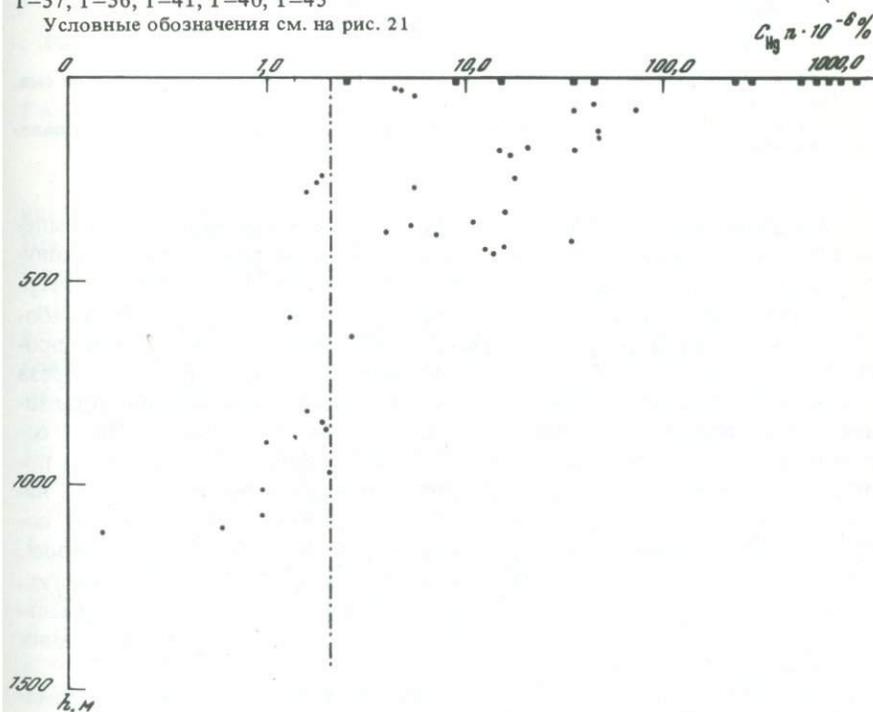
Существенно иная картина распределения Hg наблюдается в скважине ГК-4 (рис. 23). Здесь повышенные содержания Hg $= 11,2 \cdot 10^{-6} \%$ устанавливаются до глубины 1300 м. Начиная с глубины 1325 м, происходит резкое снижение ее содержания (в три–пять раз) относительно фонового.

Имеющаяся пока ограниченная информация зависимости распределения \bar{C}_{Hg} и T^* отражена на рис. 24. Вероятно, в пределах блока пород Северо-Мутновского месторождения, пройденного скважинами ГК-1 и ГК-3, высокотемпературный режим с близповерхностным (50–100 м) положением изотермы 200°C (при низких содержаниях в гидротермах H_2S) сохраняется длительное время. Из зон с $T > 200^{\circ}\text{C}$ происходила отгонка ртути с последующим обогащением приповерхностной части (глубина 50 м) разреза. Положение изотермы с $T = 200^{\circ}\text{C}$ в скважине ГК-4, вероятно, не превышало уровня глубин 1000 м. Отгонка ртути наблюдается только на глубинах 1400 м, т.е. в наиболее высокотемпературных ($T > 200^{\circ}\text{C}$) частях разреза.

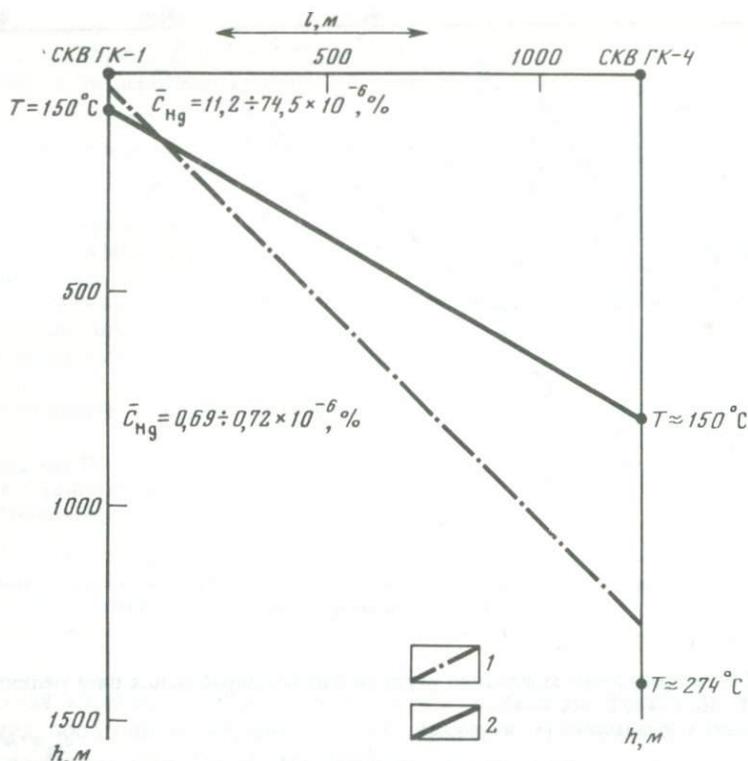
* T — приводится по данным Северо-Мутновской ГРП гидрогеологической экспедиции ПГО "Камчатгеология".



Р и с. 22. Распределение содержаний ртути по данным опробования пяти мелких скв. Т-37, Т-36, Т-41, Т-40, Т-43
Условные обозначения см. на рис. 21



Р и с. 25. Распределение содержаний ртути в блоке пород, пройденном скв. ГК-1 и К-20 на Паужетском месторождении



Р и с. 24. Зависимость распределения содержаний ртути от температуры в керне скв. ГК-1 и ГК-4

1 — граница между зонами отгонки и накопления ртути в блоке пород, 2 — положение изотермы, 150°C

Нами установлено [168], что отгонка ртути из пород высокотемпературных ($T = 180\text{--}200^\circ\text{C}$) зон геотермальных месторождений — типичное явление. Так, например, в центральной части Паужетского геотермального месторождения по материалам скважин ГК-1 и К-20, наиболее высокотемпературных ($T > 200^\circ\text{C}$), на глубине 1000 м также происходит отгонка ртути (рис. 25). В верхней 500-метровой части разреза происходит обогащение пород ртутью. Максимум содержания устанавливается в приповерхностных (глубина 100–150 м) условиях. Здесь содержания Hg в десятки раз выше фоновых значений. В измененных породах (с глубины 0,1–1,3 м) Верхнепаужетского термального поля, находящегося в непосредственной близости от скважин ГК-1 и К-20, содержание Hg в сотни раз выше фоновых (см. рис. 25). Таким образом, при $T > 200^\circ\text{C}$ и концентрации H_2S в гидротермах $(4,4 \div 7,7) \cdot 10^{-5}$ моль/кг, установленных в недрах Северо-Мутновского и Паужетского геотермальных месторождений, происходит отгонка Hg с ее накоплением в верхних низкотемпературных зонах.

Имеющиеся данные по распределению ртути в гидротермально измененных породах месторождения Горячий Пляж характеризуют, к сожалению,

$C_{\text{Hg}} \cdot 10^{-6} \%$
100,0

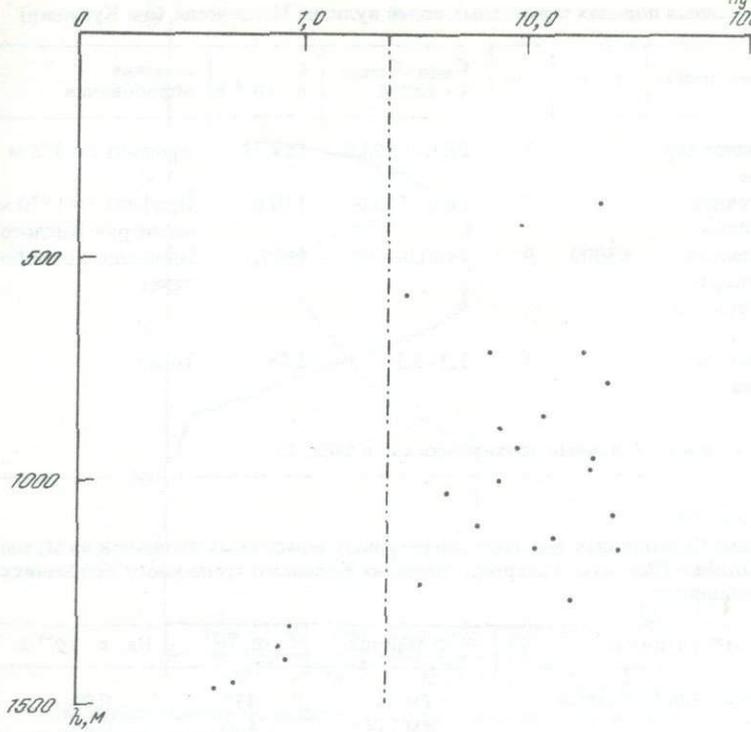


Рис. 23. Распределение ртути в блоке пород, пройденном скв. ГК-4
Условные обозначения см. на рис. 21

нию, только зоны с температурой, не превышающей 160°C (табл. 57). При этих температурах и ниже на Горячем Пляже, как и на Мутновском и Паужетском месторождениях, происходит накопление ртути.

На Мутновском вулкане, в породах, длительно существующих на поверхности высокотемпературных зон ($T = 280-480^{\circ}\text{C}$), содержание ртути снижается до $(0,04 \div 0,001) \cdot 10^{-6} \%$ при содержании Hg в исходных породах $(2,0 \div 3,2) \cdot 10^{-6} \%$. Отгонка ртути из базальтов наблюдается и в зонах вторичного [168] разогрева на шлаковых конусах Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения (табл. 58). При исходном содержании Hg $3,12 \cdot 10^{-6} \%$ в шлаке базальта в зонах вторичного разогрева содержание в нем ртути снижается до значений $(0,4 \div 0,001) \cdot 10^{-6} \%$, т.е. на один-три порядка.

Обращает на себя внимание, что степень отгонки ртути из пород (см. табл. 58) высокотемпературных зон не обнаруживает четкой корреляции с температурой. Это связано прежде всего с тем, что отгонка определяется как температурой, так и длительностью воздействия на породы. Время существования высокотемпературных зон может варьировать в широких пределах. Большое значение имеет последующее нивелирование содержа-

Т а б л и ц а 57

Hg в измененных породах термальных полей вулкана Менделеева (о-в Кунашир)

Место взятия пробы	S, м ²	n	$C_{\min} - C_{\max}$, $n \cdot 10^{-6} \%$	\bar{C} , $n \cdot 10^{-6} \%$	Условия опробования
Северо-Западное термальное поле	—	15	20,0–1000,0	169,33	Профиль $l = 375$ м
Северо-Восточное термальное поле	—	7	20,0–500,0	130,0	Профиль $l = 1750$ м вдоль руч. Кислого
Серноколчеданная залежь на Северо-Восточном термальном поле	63000	9	1400,0–6000,0	4077,7	Площадное опробование
Неизмененные породы вулкана Менделеева	—	5	1,2–3,5	2,58	То же

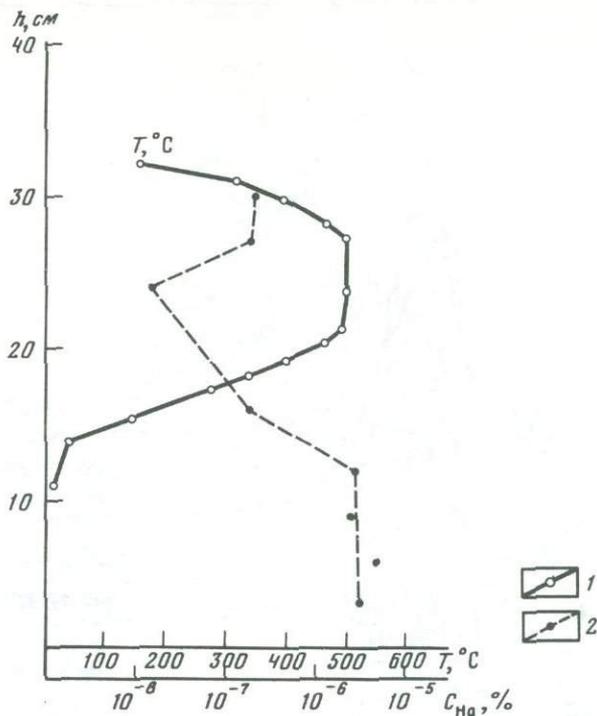
П р и м е ч а н и е. Условные обозначения см. в табл. 33

Т а б л и ц а 58

Содержание Hg в породах высокотемпературных термальных площадок на Мутновском вулкане и III конусе Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения

Место отбора пробы	№ образца	T, °C	Hg, $n \cdot 10^{-6} \%$
Вулкан Мутновский, активный кратер	TM-4	480	0,04
	TM-14	480	0,06
Верхнее термальное поле Северо-Восточного кратера, неизмененные базальты и андезито-базальты	TM-19	280	0,001
	TM-21	280	0,001
Вне термальных полей	—	—	2,36
	T-48	300	0,001
Новые Толбачинские вулканы	T-68	300	0,2
	—	—	—
III шлаковый конус Северного прорыва зоны вторичного разогрева	T-56	253–310	0,02
	T-16	280	0,1
	T-66	240–260	0,02
	T-16	150–200	0,1
	T-46	160–170	0,4
	—	—	3,12
Базальты вне зон вторичного разогрева	—	—	—
	—	—	—
Базальты БТТИ после 30-дневного термического воздействия в условиях эксперимента	1	350	0,15
	2	500	0,06
Базальты до эксперимента	K-1	—	2,37

ний Hg в породах при ее перераспределении в условиях меняющихся контуров высокотемпературных зон. Это обусловлено мобильностью Hg, находящейся в породах преимущественно в атомарной форме [175]. Яркий пример такого перераспределения Hg — Верхнее термальное поле Северо-Восточного кратера Мутновского вулкана. Здесь в высокотемпера-



Р и с. 26. Распределение по высоте реактора температуры и содержаний Hg в базальте по окончании эксперимента

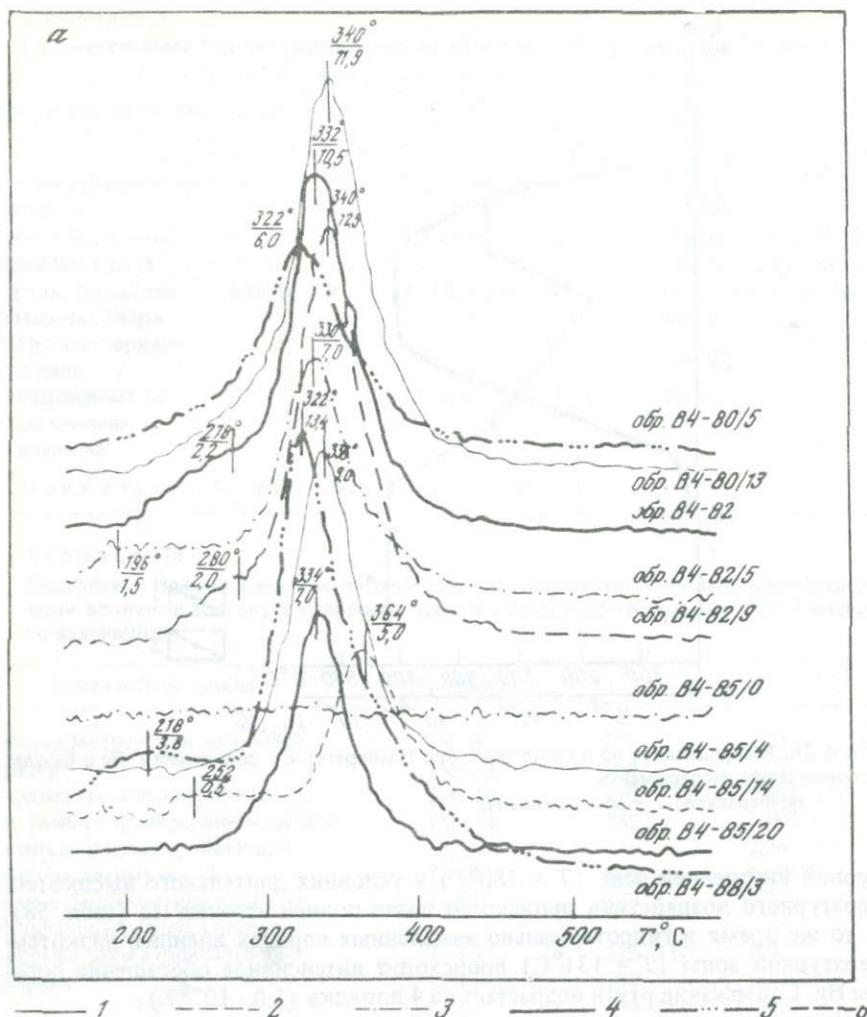
1 — температура; 2 — содержание Hg

турной внутренней зоне ($T = 280^{\circ}\text{C}$) в условиях длительного высокотемпературного воздействия происходит почти полная отгонка Hg (табл. 58). В то же время в гидротермально измененных породах внешней низкотемпературной зоны ($T = 131^{\circ}\text{C}$) происходит интенсивное обогащение породы Hg. Содержание ртути возрастает на 4 порядка ($5,0 \cdot 10^{-2}\%$).

Нами выполнены также эксперименты по отгонке ртути из пород в интервале температур $100\text{--}500^{\circ}\text{C}$, $p = 1,0$ атм в течение 30 суток.

Эксперименты проводились на установке, состоящей из следующих узлов: 1) реактора; 2) шахтной печи; 3) узла регулировки температуры. В качестве реактора использовалась трубка из кварцевого стекла диаметром 30,0 мм. Реактор помещался в шахтную печь. Температура измерялась с помощью хромельальюмелевых термопар. Термостагирование обеспечивалось регулятором температуры, датчиком для которого служила хромельальюмелевая термопара. Температура в центральной части реактора поддерживалась с точностью не хуже $\pm 5^{\circ}\text{C}$.

В эксперименте использовался базальт БТТИ с $\bar{C}_{Hg} = 2,37 \cdot 10^{-6}\%$. Распределение температур по высоте реактора и соответствующие им содержания ртути в базальте по окончании эксперимента даны на рис. 26. В условиях эксперимента отгонка Hg происходила в токе воздуха, обусловленном тепловой конвекцией (верхняя и нижняя части реактора сообщались



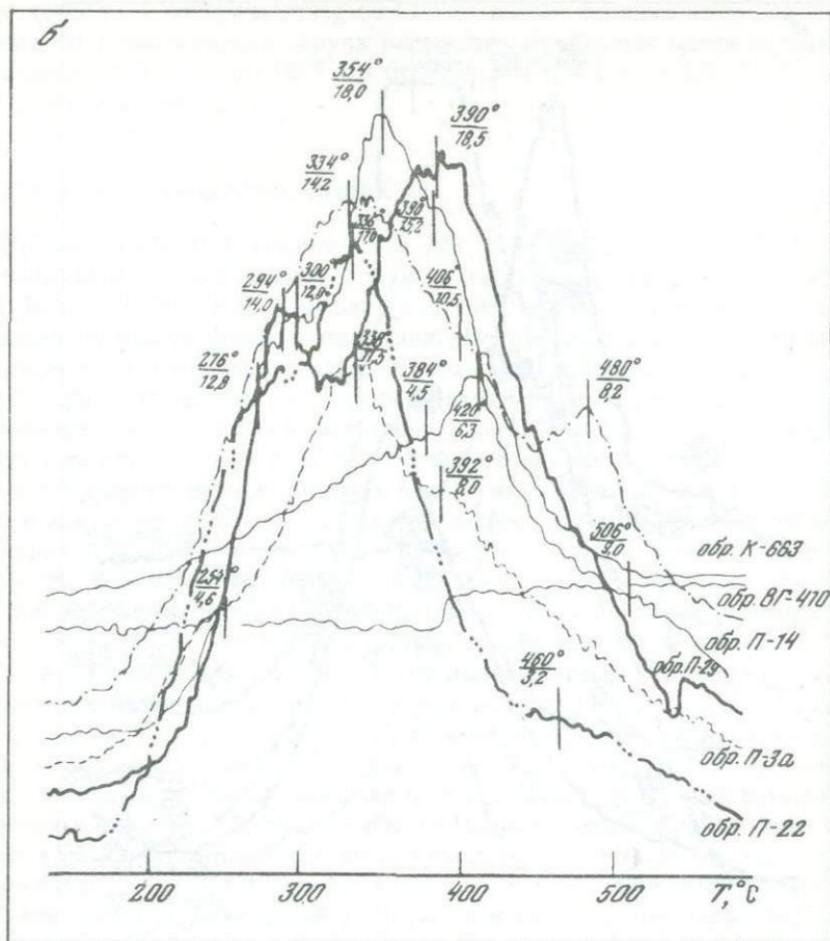
Р и с. 27. Результаты дифференциального термического анализа гидротермально измененных и неизмененных пород

а-в — эксперименты по дифференциальной термической отгонке Hg; по оси абсцисс отложена температура, по оси ординат — относительная величина отгонки ртути. Цифры на кривых: в числителе — температура, в знаменателе — амплитуда изменения концентрации Hg в относительных единицах.

с атмосферой). В этих условиях за время эксперимента (30 сут) из центральной части рабочей зоны ($T = 500^{\circ}\text{C}$) отгоняется почти вся ртуть (остаточное содержание $0,06 \cdot 10^{-6}\%$). Большая часть ртути отгоняется уже при температуре $180\text{--}200^{\circ}\text{C}$.

Серия экспериментов по дифференциальной термической отгонке ртути (рис. 27) также показала, что отгонка ртути из пород начинается преимущественно при температуре $180\text{--}250^{\circ}\text{C}$.

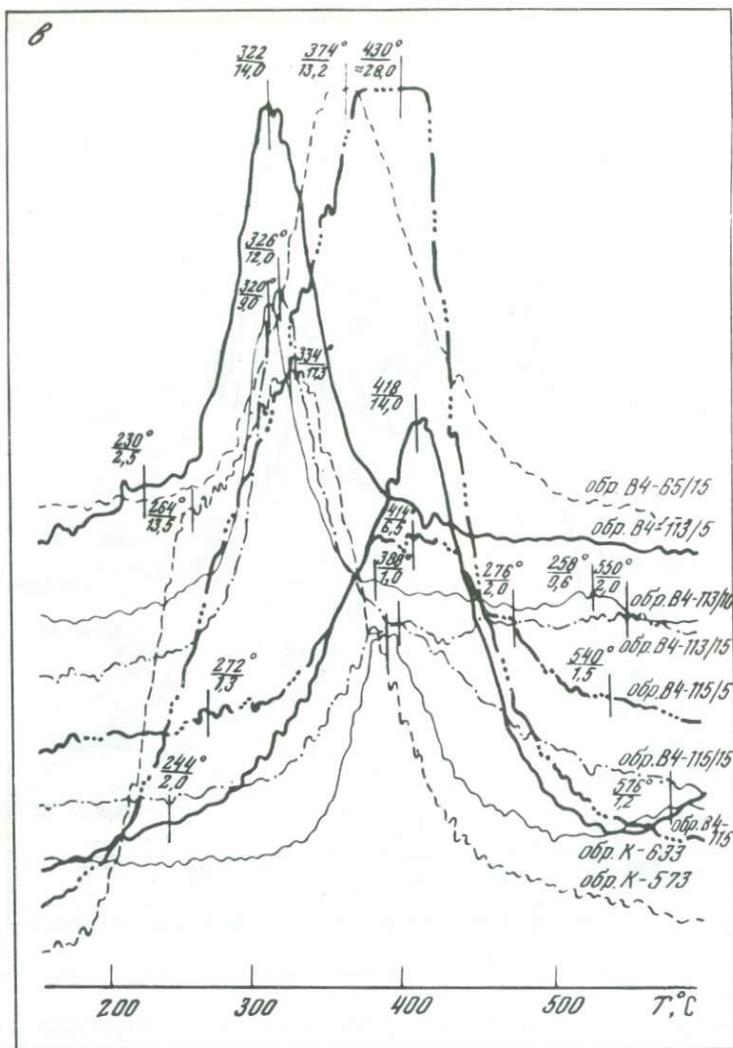
Полученные данные указывают на высокую мобильность ртути базальтов



Р и с. 27 (продолжение)

(эффузивов) в термоградиентных полях уже при температурах 180–250°С. Это определяется особенностями ее нахождения [175] в эффузивных и интрузивных породах (атомарная форма рассеяния Hg). Исходя из этого, а также из экспериментальных данных по дифференциальной термической отгонке Hg, можно полагать, что любой температуре породы в зависимости от ее минерального состава и состояния должно соответствовать определенное равновесное парциальное давление паров Hg. В поровой атмосфере должно соблюдаться и определенное соотношение P'_{Hg}/P''_{Hg} , где P'_{Hg} – равновесное парциальное давление Hg в поровом пространстве породы при температуре T , °С; P''_{Hg} – парциальное давление паров Hg в теплоносителе (парогазовой фазе), под воздействием которого происходит нагрев пород.

В зависимости от соотношений этих величин будет происходить отгонка ртути (при $P'_{Hg}/P''_{Hg} > 1$) или ее накопление в породе (при $P'_{Hg}/P''_{Hg} < 1$). При $P'_{Hg}/P''_{Hg} = 1$ содержание Hg в породе должно сохраняться неизмен-



Р и с. 27 (окончание)

ным. Для рассмотренных выше высокотемпературных зон, из которых происходит отгонка ртути, соотношение $P'_{\text{Hg}}/P''_{\text{Hg}} > 1$, т.е. равновесное парциальное давление паров ртути в поровом пространстве пород (базальтов) при температурах соответственно 280 и 480 $^\circ\text{C}$ должно быть выше парциальных давлений Hg в теплоносителе (см. табл. 58).

Возвращаясь к эксперименту по отгонке ртути, необходимо подчеркнуть, что полученные нами данные нельзя прямо использовать для оценки кинетики термической отгонки ртути в естественных газогидротермальных процессах. Поправочный коэффициент должен учитывать фильтрационные свойства пород, скорости фильтрации теплоносителя, а также соотношения $P'_{\text{Hg}}/P''_{\text{Hg}}$. В условиях эксперимента, например, в газоноси-

теле (воздухе) содержание Hg ($n \cdot 10^{-8}$) на три порядка ниже, чем содержание Hg в парогазовых струях высокотемпературных полей Мутновского вулкана ($C_{Hg} = 7,0 \cdot 10^{-6}$ г/л при $T = 280^\circ\text{C}$ и $C_{Hg} = 4,0 \cdot 10^{-6}$ г/л при $T = 480^\circ\text{C}$ в конденсате).

РТУТЬ НА ТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЯХ

Д. Уайт [170], Н.А. Озеров [120, 121, 124, 125, 127, 130, 143] отмечают повышенные содержания ртути в геотермальных зонах. D. Phelps, P.R. Buseck [196], R.W. Klusman [192] выполнили систематические исследования по распределению содержания Hg в породах поверхности Йеллоустонского Национального парка и геотермальной зоне Лонг-Вэлли. Выделены серии аномальных зон, в пределах которых делювиально-осадочные отложения, гидротермально измененные породы поверхности обогащаются ртутью на один—четыре порядка при фоновом содержании Hg $2,0 \cdot 10^{-6}\%$. Установлено, что содержание Hg в почве увеличивается вблизи термальных зон и аномалии простираются на расстояние не менее 1 км от их краев. Вместе с тем показано, что связь ртутных аномалий с термопроявлениями не проста. В зонах с преимущественной разгрузкой термальных вод на поверхности не устанавливается корреляция в распределении термопроявлений и повышенных содержаний в почвах, либо амплитуда аномалий незначительна. Напротив, в районах с интенсивным подземным пароотделением отмечается четкая корреляция в распределении выходов пара и содержаниями в почвах ртути. Это послужило основанием для заключения, что кипение воды в подземных каналах и последующее выделение пара из термальных вод оказывают решающее значение на образование аномалий в измененных породах поверхности Йеллоустонского Национального парка. Анализ полученных результатов позволил сделать вывод [192, 196], что в зонах с доминирующим выделением пара аномалии ртути хорошо коррелируются с основными зонами термальной активности и могут использоваться для обоснования выбора мест заложения геотермальных скважин.

Аналогичные ртутнометрические работы выполнены нами на ряде геотермальных объектов Камчатки и о-ва Кунашир (Паужетское геотермальное месторождение, термальные поля Камбального хребта, Кошелевского и Мутновского вулканов, термальные поля Северо-Мутновского геотермального месторождения, геотермальное месторождение Горячий Пляж, термальные поля вулкана Менделеева и др.). Отбор проб производился с глубины 5—30 см. Обогащение ртутью гидротермально измененных пород, серноколчеданных образований колеблется в пределах одного—четырех порядков (табл. 59, 62). Гидротермально измененные породы термальных полей, указанных в табл. 59, 60, представлены преимущественно опалитами, гидротермальными глинами (каолинит, диккит) с опалом, алунитом, ярозитом, находящимися в различных соотношениях (т.е. фацией сернокислотного выщелачивания). Распространенными минералами термальных полей являются сульфиды железа. Иногда совместно с сульфидами железа обнаруживаются киноварь, метациннабарит, аурипигмент, реальгар, антимонит (термальные поля хр. Камбального, вулкана Менделеева (Сауков и др. [143] и др.).

Ртуть в образцах серного колчедана из серноколчеданной залежи Северо-Восточного термального поля вулкана Менделеева

№ образца	Hg, л · 10 ⁻⁶ %	№ образца	Hg, л · 10 ⁻⁶ %	№ образца	Hg, л · 10 ⁻⁶ %
800	4000	800/В	6700	805	2300
800/А	5000	800/Г	4000	805-А	2000
800/Б	4300	801	1400	806	7000

П р и м е ч а н и е. Серный колчедан представлен пирит-марказитовой рудой с небольшой примесью опала.

Нами проводились минералого-петрографические исследования верхней зоны кислотного выщелачивания, широко развитой на термальных полях Паужетского геотермального месторождения и в хр. Камбальном. Зона кислотного выщелачивания на Паужетском гидротермальном месторождении была впервые выделена С.И. Набоко [109]. Изменение пород распространяется в отдельных участках на глубину до 1 м и выражается в их аргиллизации, при этом порода часто сохраняет исходную структуру. Образование гидротермальных глин в районе выхода парагазовых струй происходит в результате реакций между сернокислыми растворами, которые образуются при конденсации пара и окислении содержащегося в нем сероводорода до серной кислоты, и исходной породой. При этом до глубины 0,3–0,5 м обычно образуется каолинит, который сменяется затем монтмориллонитом [109]. Из других вторичных минералов предыдущими исследователями [108, 109], а также нами совместно с Е.К. Серафимовой были определены сера, кристобалит, тримит, кварц, опал, гематит, магнетит, лимонит, пирит, антимонит, реальгар, аурипигмент, киноварь, барит, гипс, алуноген, алунит, кальцит, сидерит, родохрозит.

Сера образуется только на дневной поверхности в виде тонкопленчатых налетов и примазок. По мелким трещинкам в субстрате она образует скопления мелких, игольчатых кристалликов желтого, желто-зеленого цвета.

Кварц встречается в наблюдаемых разрезах довольно часто в виде хорошо образованных прозрачных или полупрозрачных кристаллов бесцветных, белого, молочно-белого цвета. В основной массе зерна кварца деформированы и содержат газожидкие включения. На отдельных зернах кварца часто образуется налет темно-вишневого (представленный глобулами гематита) или черно-бурого цвета (представленный коллоидными выделениями пирита).

Халцедон — обычный минерал приповерхностной зоны, где он наблюдается в виде почковидных агрегатов белого, молочно-белого с голубиной цвета. В разрезах видно тонкослоистое строение его агрегатов. Среди примесей между слоями присутствуют глобулы пирита, тонкие пленки пирита и марказита латуно-желтого и сажисто-черного цвета.

Опал очень широко распространенный минерал в зоне кислотного выщелачивания. Отмечается в виде землистых рыхлых масс белоснежного или светло-желтого цвета, образующих линзы, тонкие прослои в толще каоли-

Таблица 60

Нг в измененных породах термальных полей Паужетского геотермального месторождения и хр. Камбального

Место отбора пробы	$S, \text{ м}^2$	$T_{\text{min}} - T_{\text{max}}, \text{ } ^\circ\text{C}$	n	$C_{\text{min}} - C_{\text{max}}, \text{ } n \cdot 10^{-6} \%$	$\bar{C}, \text{ } 10^{-6} \%$	Условия опробования
Верхнепаужетское термальное поле						
долина руч. Быстрый	22670	—	13	9,0–1000,0	348,0	Площадное опробование 2 профиля: 170 и 4 Ом
Восточно-Паужетское термальное поле	11570	10,0–100,0	15	10,0–350,0	69,6	
Термальные поля Северо-Камбальных паровых струй						
I группа	7100	10,0–97,0	10	25,0–1500,0	256,3	1 профиль
II группа	23,590	10,0–97,0	23	23,0–1500,0	220,1	2 профиля: 500 и 120 м
Термальные поля Южно-Камбальных паровых струй						
I группа	33350	10,0–60,0	8	35,0–1500,0		1 профиль = 300 м
II группа	12790	10,0–97,0	10	25,0–2000,0		1 профиль = 150 м
III группа	48740	10,0	23	85,0–3000,0		3 профиля: 300, 120, 90 м
Термальное поле подножья горы Скалистой	—	—	13	20,0–1500,0	523,0	Площадное опробование
Промежуточные термальные поля	11520	—	19	75,0–1600,0	620,3	
Термальные поля Паужетского геотермального месторождения и хр. Камбального (в целом)	171330	10,0–100,0	138	9,0–3000,0	605,0	
Неизменные базальты и андезито-базальты хр. Камбального			5	1,4–3,0	2,1	

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 33; площадь термального поля дана по В.И. Белоусову, В.М. Сугророву, Н.Г. Сугроровой, отчет 1976 г.

Таблица 61

Ртуть в измененных породах зон кислотного выщелачивания Южно-Кихпиньчевских термальных полей

№ образца	Hg, $n \cdot 10^{-6} \%$
335	580
357	1100
357А	4000
358	670
360	870
362	750
356б	820

Примечание. Породы представлены аргиллизированными каолинитизированными разновидностями с опалом, кристобалитом, пиритом, иногда самородной серой. Образцы из коллекции О.В. Кардановой (ИВ ДВНЦ АН СССР).

Таблица 62

Ртуть в гидротермально измененных породах зон кислотного выщелачивания Верхнегейзерных термальных полей (Долина Гейзеров)

№ пп	№ образца	Hg, $n \cdot 10^{-6} \%$
1	23а	80
2	75	140
3	9А	420
4	394	380
5	6	1100
6	206	300
7	54	2500
8	54-о	3000
9	57	4200
10	68А	570
11	73	380

Примечание. 1-4 — опализированные породы с алунитом, кристобалитом, гидроокислами железа; 5-11 — опализированные породы с каолинитом, пиритом, самородной серой, гипсом в различных соотношениях. Образцы из коллекции О.Ф. Кардановой (ИВ ДВНЦ АН СССР).

нитизированных пород. Устья грифонов, проколов с температурой до 90°C часто бывают покрыты тонкослоистыми корочками белоснежного опала в ассоциации с мелкокристаллическим пиритом, серой и алуногеном. В массе аргиллитизированной породы встречаются тонкие корочки слюдоподобного белоснежного опала с налетами на них пирита, гематита, реальгара.

Гематит образует тонкие налеты темно-вишневого цвета по трещинам в аргиллитизированной породе. При микроскопических исследованиях видно, что налет состоит из микроглобулей размером < 0,01 мм.

Магнетит был встречен нами в нескольких образцах (на глубинах до 0,5 м) различной степени изменения в ассоциации с пиритом, корочками гидроокислов железа. Магнетит подтвержден рентгенометрически.

Лимонит в своей главной массе приурочен к осадкам, выделяющимся в русле ручьев, дренирующих поверхность термальных полей и представлен гелеобразной тонкодисперсной массой охристого цвета. Очень часто на термальных площадках до глубины 20-30 см встречаются участки аргиллитизированной породы, окрашенной в охристый цвет. В отдельных участках видно, что лимонит развивается по пириту. В редких случаях нами были встречены псевдоморфозы лимонита по кристаллам пирита кубического габитуса.

Пирит является наиболее широко распространенным минералом в рассматриваемой зоне. В зависимости от глубины разреза он имеет разную морфологию. Так, на глубинах 0,2-0,5 м чаще встречаются хорошо обра-

зованные кристаллики кубического габитуса, среди которых преобладает куб с октаэдром. В приповерхностной зоне 0–0,2 м чаще наблюдаются тонкозернистые агрегаты пирита, образующие корочки различной толщины, почти всегда в ассоциации с опалом или халцедоном, или тонкопленчатые налеты, которые обволакивают поверхность других минералов.

Киноварь встречается в виде мелкокристаллических зерен ярко-красного цвета с алмазным блеском на поверхности кристалликов пирита, опала. Киноварь подтверждена рентгенометрически [116].

Метациннобарит. В отдельных пробах на поверхности зерен пирита, опала наблюдался тонкий налет сажистого цвета. Пробы в этих случаях обогащены ртутью. Возможно, что налет представлен метациннобаритом. Как известно, образованию метациннобарита по сравнению с киноварью может благоприятствовать кислая среда.

Реальгар, аурипигмент отмечаются в верхней зоне измененных пород в виде редкой крапленности, часто в ассоциации с киноварью. В образцах с термального поля было определено до 0,01% мышьяка [116].

Антимонит встречается в виде сростков призматических или игольчатых кристаллов свинцово-серого цвета, подтвержден рентгенометрически [116]. Находки его единичны.

Гипс — широко распространенный минерал среди вторичных новообразований по всей глубине изучаемых разрезов. Однако большая загипсованность была отмечена нами для пород Южно-Камбальных термальных полей. Обычно гипс образует тонкоигольчатые кристаллики длиной до 1–2 мм, в редких случаях наблюдаются крупные хорошо образованные кристаллы до 2–5 см.

Алуноген образует агрегаты в виде тонковолокнистых шестоватых образований с шелковым блеском; имеет светло-зеленый, желто-зеленый, желто-оранжевый цвет. В воде агрегаты мгновенно растворяются. В иммерсионном препарате — это масса темно-бурого цвета, тонковолокнистая. Показатель преломления отдельных иголочек алуногена $N = 1,48$. Почти всегда алуноген находится в ассоциации с пиритом, причем на отдельных агрегатах алуногена наблюдаются мелкие кристаллики пирита кубического габитуса, что указывает на одновременность образования последних с алуногеном.

Алунит был встречен в разрезе каолиновых глин на II поле Южно-Камбальных паровых струй на глубине 10–12 см [116]. Алунит образывал небольшие линзочки (5 × 10 см) белой пластичной массы с температурой 28–30°С при отборе. Удельный вес $2,62 \pm 0,1$. В иммерсии — это мелкие пластинки с относительно высоким двупреломлением (около 0,10), $N = 1,581$. Химический состав алунита (в вес. %): $\text{SiO}_2 - 1,30$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 37,30$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,48$, $\text{FeO} - 0,03$, $\text{MnO} - 0,05$, $\text{MgO} - 0,00$, $\text{CaO} - 0,45$, $\text{Na}_2\text{O} - 0,87$, $\text{K}_2\text{O} - 4,39$, $\text{P}_2\text{O}_5 - 0,95$, $\text{H}_2\text{O}^+ - 0,34$, $\text{H}_2\text{O}^- - 15,84$, $\text{SO}_3 - 38,53$. Сумма — 100,53. Порошковая рентгенограмма и термограмма алунита соответствуют эталонной.

Барит в верхней зоне измененных пород встречается очень редко. Нами были сделаны единичные находки барита в виде мелкотаблитчатых кристалликов белого цвета в массе аргиллитизированной породы с незначительным количеством гидроокислов железа и редкими зернами пирита.

Родохрозит, сидерит и кальцит определены А.С. Огородовой [116].

Таблица 63

Ртуть в различных фракциях гидротермально измененных пород зон кислотного выщелачивания термальных полей Камбального хребта

№ образца	Фракция		№ образца	Фракция	
	легкая	тяжелая		легкая	тяжелая
	Hg, $\mu \cdot 10^{-6} \%$	Hg, $\mu \cdot 10^{-6} \%$		Hg, $\mu \cdot 10^{-6} \%$	Hg, $\mu \cdot 10^{-6} \%$
217/2	180,0	12500,0	259/1	100,0	2000,0
207/2	500,0	26000,0	265/1	390,0	4500,0
18/3	116,0	630,0	289/1	370,0	620,0
83/2	240,0	6000,0	291	360,0	1800,0
90/1	17,0	920,0	291/2	320,0	800,0
177/1	350,0	3100,0	292/1	260,0	1500,0
116/1	74,0	680,0	292/2	750,0	680,0
125/1	270,0	—	301/1	120,0	3000,0
140/1	100,0	1000,0	301/2	300,0	2000,0
197/1	150,0	2000,0	317/1	120,0	385,0
202/1	110,0	200,0	317/2	630,0	2500,0
225/2	2400,0	20000,0	339/2	3,8	2,8

Примечание. Легкая фракция представлена преимущественно глинистыми минералами, опалом, алунином с небольшой примесью тонкодисперсного пирита; тяжелая фракция представлена преимущественно пиритом, часто с примазками глинисто-опаловых агрегатов.

находки их подтверждены рентгеном. Кальцит был встречен также в виде осадка, который выпадал в русле термальных ручьев.

Отчетливой зависимости содержания Hg от типа гидротермального изменения (аргиллизации, опализации, алунитизации) нами не установлено. Но максимальные содержания Hg (до $\mu \cdot 10^{-2} \%$) приурочены, как правило, к серноколчеданным рудопроявлениям (термальные поля хр. Камбального, Северо-Мутновская термальная зона). Ранее эта закономерность изучена Н.А. Озеровой [143] на примере термальных полей вулкана Менделеева (о-в Кунашир).

В табл. 63 показано распределение содержаний ртути в различных фракциях измененных пород зон кислотного выщелачивания на термальных полях Камбального хребта. Из этих данных очевидно резкое обогащение Hg тяжелой фракции, представленной преимущественно пиритом, иногда с дисперсным рассеянием киновари или метациннабарита (обр. 207/2, 225/2, см. табл. 63).

Распределение содержаний Hg в пределах термальных полей неравномерно. Содержание Hg изменяется в широких пределах на ограниченных площадях в несколько квадратных метров или десятков квадратных метров ($6,0 \cdot 10^{-5} \div 5,2 \cdot 10^{-3} \%$ — Дачное термальное поле; $9,0 \cdot 10^{-6} \div 1,0 \cdot 10^{-3} \%$ — Верхнепаужетское термальное поле; $2,5 \cdot 10^{-5} - 1,5 \cdot 10^{-2} \%$ — Северо-Камбальное термальное поле и т.д.; см. табл. 56, 60).

Крайне неравномерное распределение содержаний Hg установлено по результатам ртутнометрического опробования в пределах Йеллоустонского Национального парка и термальной зоны Лонг-Велли, США [192,

Таблица 64

Ртуть в осадках из термальных вод (Верхнепаужетское термальное поле)

№ образца	Hg, $n \cdot 10^{-6}$ %
П-14/77	230,0
П-3 ^a /77	100,0
П-29/77	270,0
П-22/77	260,0
П-20 Ф/77	160,0

Примечание. Проанализированные образцы представлены глинистыми осадками из грязевых котлов.

Таблица 65

Ртуть в осадках из термальных вод (Верхнегейзерные термальные поля)

№ образца	Осадок	Hg, $n \cdot 10^{-6}$ %
ВГ-20д-76	Глинистый	250
ВГ-83б-76		700
ВГ-68А-76		570
ВГ-23А-76	Кремнистый	80
ВГ-73-76		380
ВГ-75-76	Карбонатный	140
ВГ-35Г-76		3
ВГ-57-76		4200
ВГ-79А-76		62
ВГ-54-76		2500
ВГ-9а-76	Сернистый с пиритом Глинистый, обогащенный гидроксидами железа	420

Примечание. Образцы из коллекции О.Ф.Кардановой (ИВ ДВНЦ АН СССР).

196]. В некоторых точках содержание Hg в породах (почвах) достигает $1,0 \cdot 10^{-2}$ %, при этом без каких-либо плавных переходов от фона к максимальным значениям.

Гидротермально измененные породы Дачного термального поля представлены гидротермальными глинами, иногда с пиритом. Содержания в них ртути колеблются в пределах $6,0 \cdot 10^{-5} \div 1,5 \cdot 10^{-2}$ %, т.е. обогащение пород ртутью достигает четырех порядков (фоновое содержание $2,36 \cdot 10^{-6}$ %). Помимо рассмотренных выше данных, нами проанализированы образцы измененных пород Верхнегейзерного и Южно-Кихпиничевского термальных полей, любезно предоставленные нам О.Ф. Кардановой. Как следует из табл. 61, 62, здесь также установлены повышенные содержания ртути в измененных породах. Обогащены ртутью также и осадки из вод (табл. 64, 65).

Основываясь на полученных ранее данных Н.А. Озеровой, наших данных, и на наблюдениях других исследователей [143, 168, 192, 196], можно уверенно сделать вывод, что обогащение ртутью гидротермально измененных пород термальных полей вулканов и геотермальных месторождений — типичное явление и при этом независимо от генетической природы термальных полей.

Наблюдаемое нами распределение содержаний Hg в осадках, почвах, гидротермально измененных породах на поверхности геотермальных месторождений — результат восходящей миграции Hg из недр гидротермальных систем к поверхности. Контрастность возникающих аномалий находится в сложной зависимости от величины удельного потока Hg через земную поверхность, минерального состава пород, их сорбционной емкости, условий и форм миграции Hg, возможности фиксации Hg в сульфидной форме.

ПОТОКИ РТУТИ ЧЕРЕЗ ЗЕМНУЮ ПОВЕРХНОСТЬ

Если в недрах месторождений Hg может мигрировать в различных фазах, то в приповерхностных условиях (выше зеркала грунтовых либо конденсатных вод) и тем более на границе раздела с атмосферой миграция происходит в газовой фазе. Измерения потоков ртути нами выполнены на Северо-Мутновском, Паратунском, Начикинском геотермальных месторождениях.

Измерения основаны на предварительном накоплении ртути из газовой фазы на струнном золотом сорбенте в виде амальгамы. Емкость сорбента $50000 \cdot 10^{-9}$ мг. Золотой струнный сорбент закреплен внутри зонда, представляющего собой полый цилиндр высотой 2,0 см и сечением $28,0 \text{ см}^2$, который открытой частью устанавливается на поверхность (грунт). Количество ртути, накопленное на сорбенте за единицу времени, пропорционально потоку ртути через земную поверхность. Величина

$$q_{\text{Hg}} = \frac{Q}{tS}, \quad (23)$$

принята как поток ртути через земную поверхность. Здесь q_{Hg} — поток Hg, $\text{мг/см}^2 \cdot \text{с}$; Q — количество Hg, накопленное на сорбенте; t — время накопления; S — площадь открытой части зонда [168].

Строго говоря, величина q_{Hg} представляет собой кажущийся удельный поток Hg, пропорциональный истинному удельному потоку Hg в газовой фазе через земную поверхность. Коэффициент пропорциональности находится в зависимости от ряда факторов и остается неопределенным, однако по предварительным данным он близок к 1.

При измерении на разведываемой площади Северо-Мутновского месторождения открытая часть зонда перекрывалась диафрагмой из латексной резины, через которую свободно диффундирует ртуть, но ограниченно проходят H_2O , H_2S , CO_2 и другие компоненты, мешающие при последующих измерениях как атомно-абсорбционным, так и атомно-флуоресцентным методами. Для определения количества ртути, накопленного на золотом струнном сорбенте, последняя переводилась в газовую фазу электронагреванием сорбента с анализом ртути атомно-флуоресцентным методом на атомно-флуоресцентном спектрофотометре. Все измерения проводились непосредственно на исследуемом объекте.

Результаты измерений на Северо-Мутновском, Начикинском, Северо-Паратунском месторождениях даны в табл. 66. Фоновые измерения выполнены в г. Петропавловске-Камчатском в районе Института вулканологии, на участке между р. Плотниковой и Начикинским перевалом, в 1 км от моста через р. Плотникову. Фоновое значение на основе выполненных измерений принято $q_{\text{Hg}} = 2,5 \cdot 10^{-14} \text{ мг/см}^2 \cdot \text{с}$.

В пределах Начикинского и Паратунского геотермальных месторождений значения q_{Hg} колеблются в пределах $(1,5-9,1) \cdot 10^{-13} \text{ мг/см}^2 \cdot \text{с}$ (при температуре грунта $10-12^\circ\text{C}$, т.е. температуре окружающей среды). На прогретом участке (Начикинское месторождение) величина q_{Hg} возрастает до $1,65 \cdot 10^{-12} \text{ мг/см}^2 \cdot \text{с}$ ($T = 28^\circ\text{C}$) и $q_{\text{Hg}} = 7,8 \cdot 10^{-12}$ ($T = 34^\circ\text{C}$).

На Северо-Мутновском геотермальном месторождении значения q_{Hg} при температуре грунта $19-21^\circ\text{C}$ на один-два порядка выше фоновых

Т а б л и ц а 66
Потоки ртути

Месторождение	T°, C	n	$q_{Hg}, n \cdot 10^{-14} \text{ мг/см}^2 \cdot \text{с}$
Паужетское	13–14	3	17,0–57,0
Начикинское	14–15	5	15,0–90,0
	28	1	165,0
	37	1	780,0
Северо-Мутновское	16–21	6	27,0–460,0
	25–28	3	224–525,0
	58	1	2100
Фоновый поток	10	3	2,5

значений ($2,7 \cdot 10^{-13} \div 4,6 \cdot 10^{-12} \text{ мг/см}^2 \cdot \text{с}$). При температуре грунта $58^{\circ}C$ значение q_{Hg} резко возрастает до $q_{Hg} = 2,11 \cdot 10^{-11} \text{ мг/см}^2 \cdot \text{с}$, т.е. на три порядка выше фонового.

В целом на рассмотренных месторождениях потоки ртути в газовой фазе через земную поверхность (с температурой близкой к температуре окружающей среды) на 1–2 порядка превышают фоновое значение q_{Hg} . С повышением температуры в участках с высокими тепловыми потоками значения q_{Hg} резко возрастают.

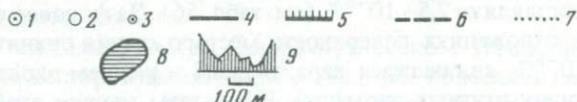
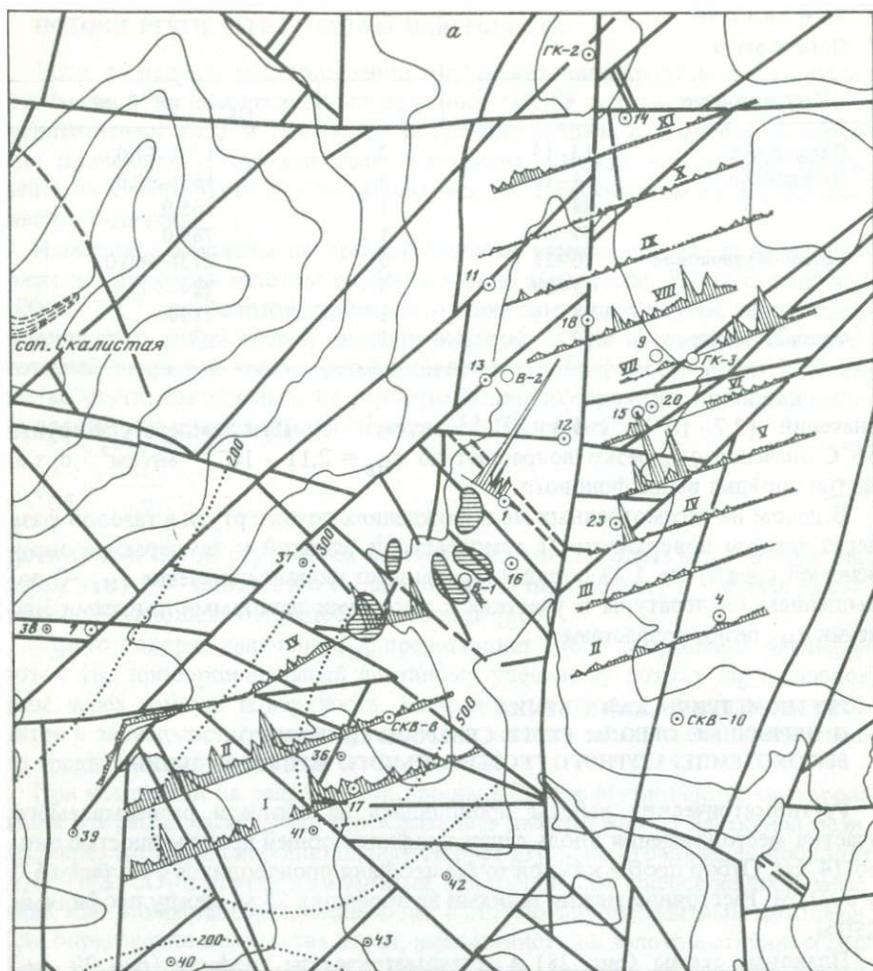
РТУТНОМЕТРИЧЕСКАЯ СЪЕМКА И ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РТУТИ СЕВЕРО-МУТНОВСКОГО ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО ГЕОТЕРМАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ртутнометрические работы проводились на площади разведываемого участка месторождения вдоль серии профилей общей протяженностью около 14 км. Отбор проб в каждой точке профиля производился с глубины 5,0 и 20,0 см. Расстояние между точками на профилях 25 м, между профилями 250 м.

Плановые схемы (рис. 28) и ртутнометрические профили (рис. 29 см. вкл.) даны для обоих уровней опробования.

Фоновые содержания Hg в эффузивных породах Мутновского геотермального района составляют $2,5 \cdot 10^{-6}\%$ (см. табл. 56). За фоновое содержание Hg в рыхлых отложениях поверхности месторождения принято значение $C_{Hg} = 5,0 \cdot 10^{-6}\%$, являющееся характерным значением вдоль профилей, не фиксирующих ртутных аномалий. Результаты анализа отобранных проб на содержание Hg представлены на рис. 29.

Анализируя полученные материалы, прежде всего отметим общее повышенное содержание Hg в рыхлых отложениях на поверхности геотермального месторождения. На рис. 28 и 29 видны также высокая степень контрастности ртутных аномалий и большая амплитуда изменений Hg. Содержание Hg в аномальных зонах превышает фоновые значения C_{Hg} в 30–150 раз. Наибольшая контрастность ртутных аномалий установлена в юго-западной и центральной частях Дачного участка Северо-Мутновского месторождения (профили I–VIII). В северной части месторождения (профили IX–XI) контрастность ртутных аномалий затухает.



Р и с. 28. Ртутнометрические профили на Дачном участке Северо-Мутновского геотермального месторождения

1 — геотермальные скважины, выведшие на поверхность теплоноситель; 2 — геотермальные скважины, не выведшие на поверхность теплоноситель; 3 — термометрические скважины; 4 — тектонические нарушения; 5 — тектонические нарушения с ориентировкой плоскости; 6 — предполагаемые тектонические нарушения; 7 — контуры участков месторождения с различными значениями тепловых потоков; 8 — термальные площадки; 9 — распределение концентраций ртути на ртутнометрических профилях; а — тектоническая схема по Б.П. Чумаку (Мутновская партия Камчатской гидрогеологической экспедиции ПГО "Сахалингеология"); б — тектоническая схема по В.Л. Леонову

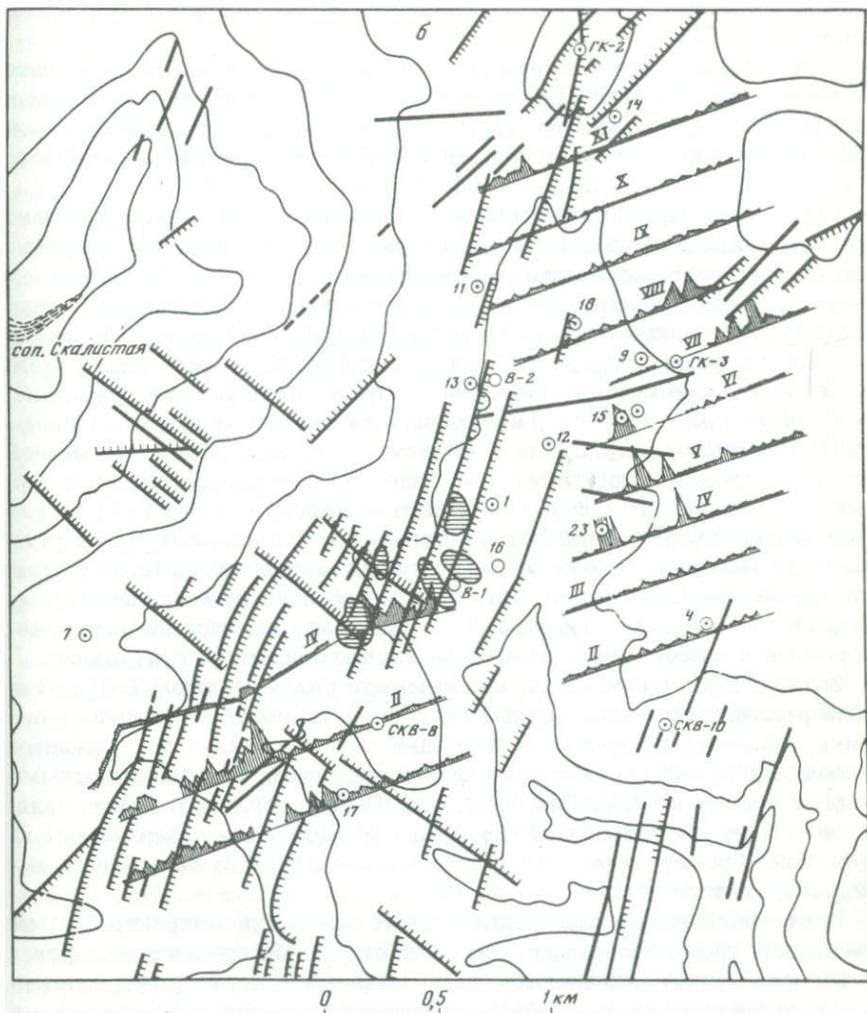


Рис. 28 (окончание)

Анализ распределения тектонических нарушений и ртутных аномалий не прост. Прежде всего он связан с тем, что имеющиеся тектонические схемы существенно различаются. На тектонической схеме В.Л. Леонова (ИВ ДВНЦ АН СССР) распределение ртутных аномалий и тектонических нарушений удовлетворительно увязывается на профилях I, II, V, VII, а также западной части профиля IV. В остальных случаях связь наблюдаемых ртутных аномалий с предполагаемыми тектоническими нарушениями не установлена.

На тектонической схеме Б.П. Чумака (Гидрогеологическая экспедиция, ПГО "Сахалингеология") устанавливается совпадение положения ртутнометрических аномалий и тектонических нарушений в западной части профилей I–IV, а также на профилях V–VII.

Существенно подчеркнуть, что тектонические зоны, отдельные нару-

шения, выделяемые обоими авторами фиксируются и ртутными аномалиями.

В юго-западной части территории (см. рис. 28) показано распределение значений удельных тепловых потоков (по В.М. Сугрбову) вдоль профилей. Максимальные значения C_{Hg} и наиболее контрастные ртутные аномалии приурочены к зоне с тепловыми потоками $300-500 \mu\text{Вт}/\text{м}^2 \cdot \text{с}$. В зоне с $q \leq 300 \mu\text{Вт}/\text{м}^2 \cdot \text{с}$ ртутные аномалии затухают.

Корреляция термометрических и ртутнометрических данных довольно сложна. В целом же из сопоставления термометрических и ртутнометрических данных с определенностью можно заключить следующее. 1) Практически все ртутные аномалии обнаруживаются в поле распространения термоаномалий. Исключением являются ртутная аномалия на профиле VII восточнее скв. 3.2). Максимальные ртутные аномалии приурочены к зонам, характеризующимся термоаномалиями (см. центральную часть месторождения).

Сложной также является и корреляция ртутных и углекислотных аномалий по материалам почвенно-газовой съемки. Так, например, в центральной части месторождения ртутные и углекислотные аномалии совпадают (район скв. В-1, профиль IV). В то же время на профилях I, II высокие значения содержания CO_2 ($\geq 0,6$ об.%) в почвенном воздухе не фиксируются ртутными аномалиями. Однако во всех случаях в поле распределения углекислотных аномалий характерно существенно повышенное значение C_{Hg} на ртутнометрических профилях. Аналогичная картина наблюдается при сопоставлении материалов радоновой съемки и ртутнометрических данных.

Здесь следует подчеркнуть, что углекислотные и радоновые аномалии (или распределение концентраций Rn и CO_2) являются отражением динамики современных процессов дегазации теплоносителя и последующего взаимодействия CO_2 и Rn с поверхностными водами (или конденсатными водами в зонах вторичной конденсации). Однако ртутные аномалии являются отражением длительных процессов миграции Hg к поверхности с ее фиксацией преимущественно в сорбированной форме на поверхности частиц рыхлых отложений.

Время образования слоя делювиальных отложений мощностью 20 см (мощность слоя опробования), по данным И.В. Мелекесцева, составляет сотни лет (в зонах эрозионного сноса — 1000 лет). Следовательно, полученная картина распределения ртутнометрических аномалий сформировалась за время, не превышающее, вероятно, первые сотни лет. Изучение гидротермальных систем [35, 159, 165] позволило установить большую длительность действия гидротермальных систем (от десятков и сотен тысяч до миллионов лет). Это дает основание полагать, что за время, исчисляемое первыми сотнями лет, не происходит кардинального изменения теплового режима геотермальных месторождений. Следовательно, наиболее контрастные ртутные аномалии должны фиксировать наиболее устойчивые во времени зоны повышенной проницаемости Северо-Мутновского месторождения.

Это заключение находит подтверждение в совпадении либо близком положении координат большинства продуктивных скважин (выводящих на поверхность теплоноситель) и ртутных аномалий. Речь идет, конечно, только о скважинах, находящихся на линии ртутнометрических профилей, либо прилежащих к ним. Из шести продуктивных скважин (1, 2, В-1, В-2, 15, 23), выведших теплоноситель на поверхность, четыре скважины (1, В-1,

15, 23) приурочены к зонам контрастных ртутных аномалий (в 30–150 раз выше фона). Одна из этих скважин (скв. 8) находится также в зоне ртутных аномалий, но относительно спокойной: $C_{Hg} = 30 \cdot 10^{-6}\%$, т.е. всего лишь в 6 раз выше фоновой. Однако этот участок располагается на периферии контрастной аномальной зоны (см. рис. 28). Исключением является только скв. 18, находящаяся в 150 м от ртутной аномалии, в то время как в ближайших к ней точках на профиле VIII установлено значение C_{Hg} близкое к фоновому.

Одновременно подчеркнем, что непродуктивные скважины (9, 3, 4), расположенные на профилях или прилежащие к профилям, находятся за пределами ртутных аномалий. Единственным исключением является скв. 17, находящаяся на периферии мощной ртутной аномалии. Вероятно, на этом участке месторождения зона проницаемости (продуктивная зона) ориентирована вдоль оси ртутных аномалий на профилях I и II.

Следует обратить внимание на то, что ориентировка воображаемой осевой линии полностью совпадает с ориентировкой СЗ нарушений, выделяемых на обеих тектонических схемах. Однако на схеме В.Л. Леонова система тектонических нарушений проходит северо-восточнее, а на схеме В.П. Чумака – юго-западнее воображаемой осевой линии. В восточных частях профилей V и VII перспективные ртутные аномалии также приурочены к тектоническим зонам, выделяемым на обеих тектонических схемах. Ртутная аномалия восточной части профиля VIII и западной части профиля XI согласуется с тектоническими нарушениями на тектонической схеме В.Л. Леонова и не находит отражения на схеме В.П. Чумака. Полученные данные позволяют рассматривать ртутные аномалии как один из достаточно надежных prognostических методов при выборе мест заложения геотермальных скважин.

В целом картина распределения ртутнометрических аномалий, наблюдаемая на Северо-Мутновском геотермальном месторождении, является отражением современной динамики формирования первичных ореолов рассеяния ртути геотермальных месторождений. Формирование подобных ореолов обусловлено аномальным потоком ртути из недр месторождений к поверхности. Здесь будет кстати подчеркнуть, что повсеместная зараженность ртутью гидротермально измененных пород на термальных полях Курило-Камчатской вулканической зоны и контрастность ртутных аномалий на поверхности геотермальных месторождений послужили основанием для заключения о мантийном источнике ртути в современном гидротермальном процессе [143]. Однако, как показывают детальные исследования на геотермальных месторождениях, данных по распределению Hg в поверхностных зонах геотермальных месторождений недостаточно для суждения об источниках ртути в современном гидротермальном процессе.

РТУТЬ, МЕДЬ, ЦИНК, СВИНЕЦ В ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОДАХ

Ртуть благодаря ее высокой мобильности рассматривается как универсальный элемент индикатор [173] и используется при геохимических поисках рудных месторождений самых различных генетических типов [143, 173, 175]. В.П. Федорчук [175] подчеркивает, что ртуть является типоморфным элементом геохимического (металлогенического) фона многих руд-

Таблица 67

Парные корреляции содержаний Hg и Cu, Zn, Pb в гидротермально измененных породах о-ва Кунашир

Объект	n	Среднее содержание				Коэффициенты парных корреляций		
		Hg, 10 ⁻⁶ %	Cu, 10 ⁻⁴ %	Zn, 10 ⁻⁴ %	Pb, 10 ⁻⁴ %	r _{Hg,Cu}	r _{Hg,Cu}	r _{Hg,Cu}
Скв. 24	21	36	37	285	11	0,116	-0,44	-0,162
Термальные поля вулкана Менделеева	21	180	34	60	25	0,104	-0,199	0,322

Примечание. n — число анализов; r_{Hg,Cu}, r_{Hg,Zn}, r_{Hg,Pb} — коэффициенты парных корреляций между Hg и соответственно Cu, Zn, Pb.

Таблица 68

Парные корреляции содержаний Hg и Cu, Zn, Pb в гидротермально измененных породах Северо-Мутновского геотермального месторождения

Объект	n	Среднее содержание				Коэффициенты парных корреляций		
		Hg, 10 ⁻⁶ %	Cu, 10 ⁻⁴ %	Zn, 10 ⁻⁴ %	Pb, 10 ⁻⁴ %	r _{Hg,Cu}	r _{Hg,Zn}	r _{Hg,Pb}
Скв. ГК-1	26	8,3	48	84	27	-0,210	-0,295	-0,115
Скв. ГК-3	25	2,1	38	64	19	-0,294	-0,334	-0,026
Скв. ГК-4	27	9,0	47	67	20	0,345	0,071	-0,076
Неглубокие скважины	36	15	75	137	20	0,023	-0,172	0,046

Примечание. Объяснения индексов см. в табл. 67.

ных провинций мира, что позволяет использовать ее при металлогеническом районировании. Систематические плодотворные исследования в этом направлении в различных регионах нашей страны и за рубежом проводятся В.С. Фурсовым [175] и др. Изучение геохимических ореолов некоторых, например оловорудных, месторождений Северо-Востока СССР локализованных среди эффузивов, показало [72], что для них характерны положительные корреляции ртути с оловом, бором, а также хорошая согласованность ореолов ртути с ореолами Sn, Ag, Pb, Zn. Представляется интересным выявить характер корреляции в распределении Hg и некоторых рудных элементов в ореолах рассеяния и недрах современных гидротермальных систем. Такая работа выполнена нами для геотермальных месторождений Паужетского, Северо-Мутновского и Горячего Пляжа. В табл. 67–69 даны значения коэффициентов парных корреляций (r), изменения содержаний Hg – Cu, Hg – Zn, Hg – Pb. В гидротермально измененных породах керна

Т а б л и ц а 69

Парные корреляции содержаний Hg и Cu, Zn, Pb в гидротермально измененных породах Паужетского геотермального района

Объект	n	Среднее содержание				Коэффициенты парных корреляций		
		Hg, 10 ⁻⁶ %	Cu, 10 ⁻⁴ %	Zn, 10 ⁻⁴ %	Pb, 10 ⁻⁴ %	r _{Hg,Cu}	r _{Hg,Zn}	r _{Hg,Pb}
Скв. ГК-1	18	1,78	26	84	18	-0,056	0,094	-0,145
Северо-Кам- бальные тер- мальные поля	60	554	5,8	18	1,9	-0,103	0,085	0,667
Южно-Кам- бальные тер- мальные поля	44	1612	8,6	8,0	1,9	0,016	0,037	-0,105
Верхне- и Вос- точно-Паужет- ские термаль- ные поля	28	182	3,6	33	1,6	0,169	-0,113	0,513

П р и м е ч а н и е. Объяснения индексов см. в табл. 67.

скважин Северо-Мутновского месторождения значения коэффициентов корреляции изменяются в пределах: Hg – Cu, $r = -0,294-0,023$; Hg – Zn, $r = -0,172-0,333$; Hg – Pb, $r = -0,115-0,046$. Такие же значения коэффициентов корреляции установлены и в керне Паужетского геотермального месторождения: Hg – Cu, $r = -0,056$; Hg – Zn, $r = 0,094$; Hg – Pb, $r = -0,45$. Столь же низкие значения получены и на термальных полях Северо-Мутновского, Паужетского геотермальных месторождений и вулкана Менделеева (табл. 67–69).

Полученные данные свидетельствуют об отсутствии корреляции в изменении содержаний Hg – Cu, Hg – Zn, Hg – Pb, т.е. отсутствии геохимических связей в процессах миграции и концентрации Hg, Cu, Zn, Pb для рассмотренных геотермальных объектов.

В первичных ореолах рассеяния палеогидротермальных систем, действовавших в режимах, рассмотренных выше современных гидротермальных систем, мы должны наблюдать аналогичный тип корреляции Hg и Cu, Zn, Pb. Следовательно, тип корреляции Hg и Cu, Zn, Pb может служить одним из признаков условий формирования первичных ореолов рассеяния рудных элементов палеогидротермальных систем.

В пределах Курило-Камчатского вулканического пояса наиболее контрастные ртутные аномалии и все рудопроявления Hg в пределах современных гидротермальных систем приурочены к зонам вторичной конденсации парогазовой фазы, обогащенной Hg, H₂S и другими летучими компонентами. Формирование парогазовой фазы происходит в результате подземного вскипания перегретых гидротермальных растворов. Уровень вскипания гидротерм является геохимическим барьером, на котором происходит сепарация летучих и труднолетучих компонентов растворов.

Очевидно, механизм фазовой дифференциации обеспечивает разделение путей миграции Hg и Cu, Zn, Pb и др. Следовательно, для ртутных месторождений и рудопоявлений, образовавшихся в зонах вторичной конденсации палеогидротермальных систем также должна отсутствовать корреляция Hg и Cu, Zn, Pb, что может являться одним из генетических признаков.

ГЛАВА 5

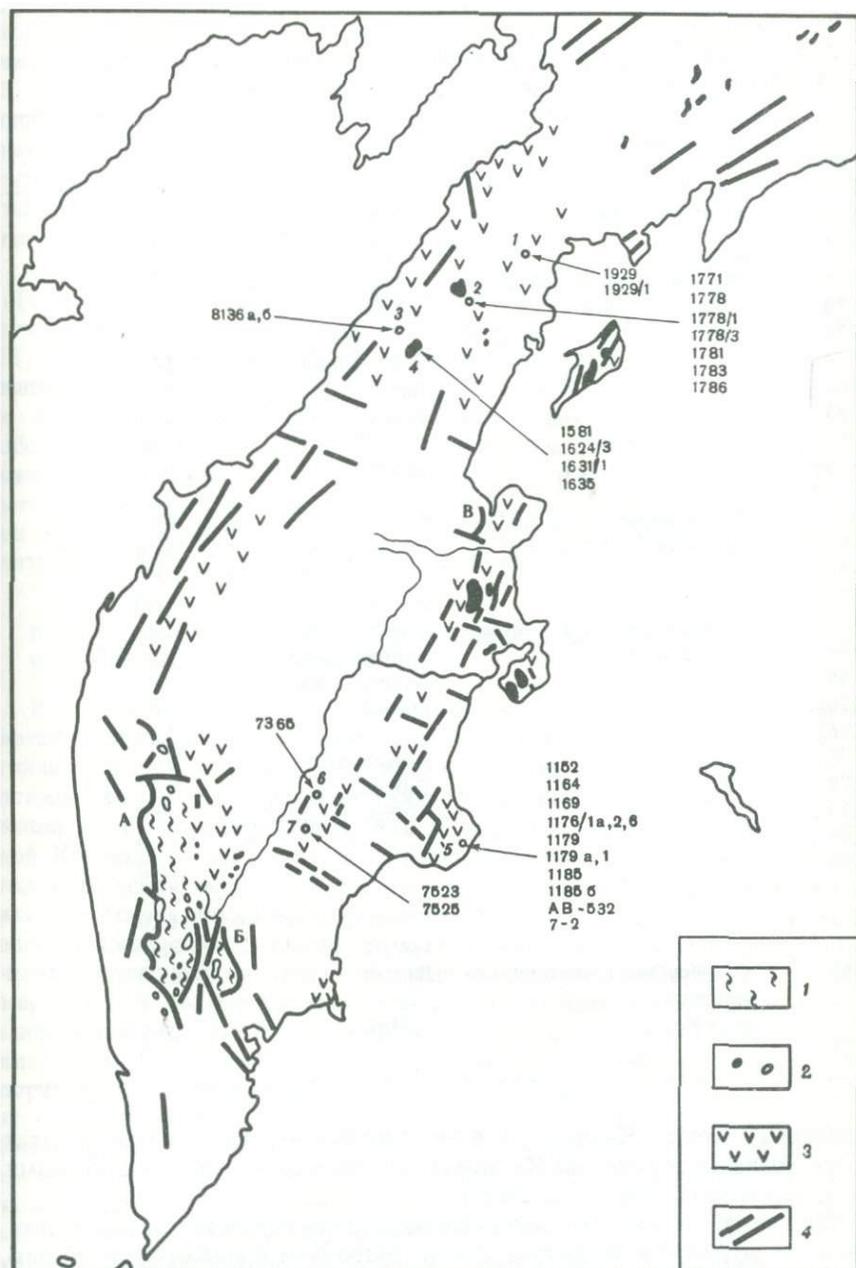
РТУТЬ В ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Для выявления некоторых закономерностей поведения ртути в палеогидротермальных и метаморфических процессах, проявившихся в пределах Курило-Камчатского региона, нами используется распределение ртути в разновозрастных интрузивных массивах, в различной степени затронутых процессами регионального метаморфизма и гидротермальной деятельности. Целесообразность такого подхода оправдывается прежде всего возможностью достаточно надежного установления исходных содержаний ртути в породах, а также широким развитием вулcano-плутонических ассоциаций верхнемелового-палеогенового и олигоцен-миоценового возраста, рассмотренных ниже по А.В. Колоскову.

ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ВЕРХНЕМЕЛОВОГО-ПАЛЕОГЕНОВОГО ВОЗРАСТА

Раннегеосинклинальный магматизм верхнемелового-палеогенового времени широко проявился почти на всей территории Камчатки¹ (рис. 30). Он носит отчетливо мафический характер и только в районе перешейка на широте о-ва Карагинского среди палеогеновых образований заметную роль начинают играть более кислые вулканиты (андезиты, дациты, риолиты, игнимбриты кинкильской свиты). Здесь же встречаются довольно крупные (до 20 км²) массивы гранодиоритов и множество более мелких тел диоритового состава, которые геологи Камчатки относят к верхнемеловому возрасту. Однако работы А.В. Колоскова, А.Е. Шанцера и М.Н. Шапира [88] показали, что их следует объединять совместно с вулканитами кинкильской свиты в единую вулcano-плутоническую ассоциацию. Вулканогенные образования мафического профиля относятся либо к проявлениям толеитового, либо субщелочного рядов. С первыми ассоциируют интрузивные массивы альпинотипных гипербазитов. Вулканиты повышенной щелочности сопровождаются телами пироксенитов, монзонитов и габброидов, иногда сиенитов. Проявления толеитового ряда тяготеют к восточным частям полуострова (Валагинский хребет, зона восточных полуостровов). Субщелочные образования преимущественно распространены в пределах

¹ Центральная и южная части полуострова — области интенсивного проявления четвертичного вулканизма, продукты которого скрывают нижележащие образования.



Р и с. 30. Распределение интрузий Камчатки верхнемелового—олигоценового возраста
 1 — массы монзонитов, К; 2 — мелкие тела диоритов, диоритовых порфиров и гранодиорит-порфиров, условно П; 3 — гранодиориты; 4 — зоны Na-метасоматоза (по А.В. Колоскову).

Т а б л и ц а 70

Ртуль в интрузивных породах (вулканоплутонические ассоциации верхнемелового-палеогенового возраста)

№ образца	Массив, интрузия	Порода	Hg, $n \cdot 10^{-6} \%$
1929	Монциты мелового возраста	Габбро	20,0
1929/1			17,0
1771/1	Диориты, гранодиориты интрузии р. Белки	Дацит	24,0
1778		Диорит	9,1
1778/1			12,0
1778/3		Гранодиорит-порфир	14,0
1781		Диорит	45,0
1783		Гранодиорит	22,0
1786			680,0
8136-а		Дацит	28,0
8136-б			15,0
1581	Гранодиориты интрузивного массива р. Шаманки	Гранодиорит	9,4
1624/3		Диорит	18,0
1631/1		Гранодиорит	11,0
1635		Диорит	12,0
1152	Силлы габбро-анортозитов-гранофиоров	Диорит, силл	4,0
1164		Диорит, дайка	6,9
1169		Базальт, стекло	7,8
1176/1-а		Гранит	5,0
1176/2			7,5
1176/в		Метасоматит	6,7
1179		Габбро	4,4
1179/а		Габбро, контакт	12,0
1179/1			11,0
1185			13,0
1185/б			2,4
АВ-532			14,0
9-2		Гранит	8,6
7365	Озерновский гранитоидный массив	Диорит	19,0
7523	гора Крыша	Габбро	34,0
7525	„		18,0

Срединного хребта Камчатки и в ее западных частях. В северной части полуострова на широте о-ва Карагинского они ассоциируют с толентовыми базальтоидами (кинкильская свита).

Как вулканические, так и интрузивные породы верхнемелового – палеогенового возраста в различной степени затронуты процессами регионального метаморфизма и локальной гидротермальной деятельности. Обычно это зеленосланцевое изменение пород, спилитизация, а в областях развития субщелочных комплексов – локально проявленный калиевый щелочной метасоматоз.

Для целей настоящей работы были опробованы силлы меловых монцитов (см. рис. 30,5) мелкие тела диоритов, диоритовых порфиритов и

гранодиорит-порфиров условно палеогенового возраста (см. рис. 30,2) гранодиориты массива р. Шаманки — также условно палеогенового возраста (см. рис. 30,4) и андезиты кинкильской свиты (см. рис. 30,3) в районе Камчатского перешейка. Высокоглиноземистые толеитовые базальты, силлы габбро-анортозитов-гранофилов (палеогенового возраста) и зоны натрового метасоматоза были опробованы на территории Кроноцкого полуострова (рис. 30,5). Кроме того, в районе Валагинского хребта были взяты пробы из меловых габброидов, ассоциирующих с альпинотипными гипербазитами (табл. 70).

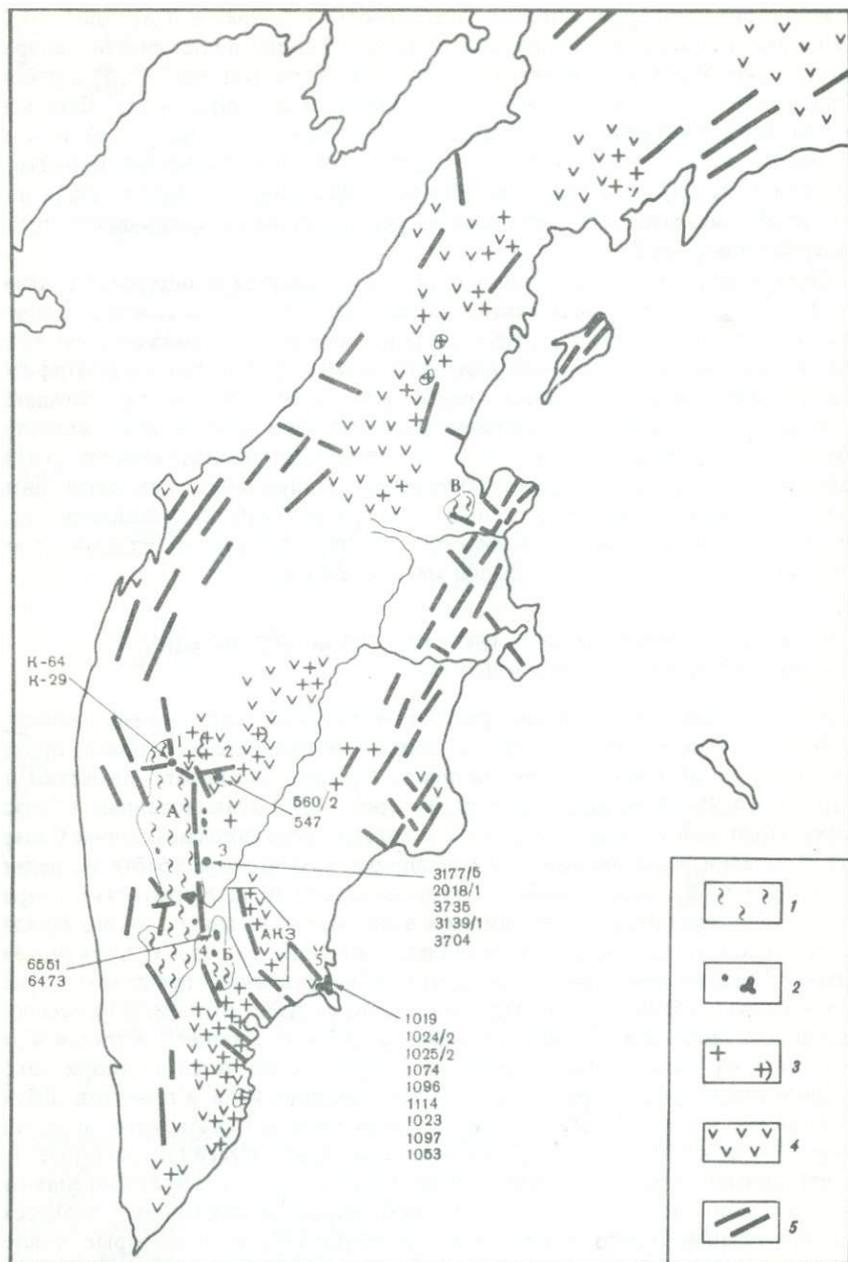
Содержание Hg в интрузивных породах колеблется в широких пределах ($(5,0 \div 680,0) \cdot 10^{-6}\%$) и значительно повышено как относительно кларка, так и содержаний ртути в продуктах современного вулканизма (см. табл. 18). В породах неизмененных или минимально затронутых метаморфизованных разностях содержание ртути $(2,4 \div 4,44) \cdot 10^{-6}\%$ приближается к кларковому значению. Следовательно, общим для региона является обогащение ртутью интрузивных пород в результате наложенного регионального метаморфизма и гидротермальных процессов, включая аутометасоматические. При минералого-петрографических исследованиях нам не удалось установить зависимость степени обогащения ртутью пород интрузий от интенсивности и фации метаморфизма.

ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ И ПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ОЛИГОЦЕН-МИОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА

В орогенный этап развития региона вулканизм олигоцен-миоценового времени локализуется в пределах единого вулканического пояса, протягивающегося от Южной Корякии вдоль Срединного хребта Камчатки на острова Большой Курильской гряды (рис. 31). Вулканогенные образования этого пояса рассматриваются в составе воямпольской серии Северной Камчатки, анавайской — в Срединном Камчатском хребте и среднепарамуширской, курильской и итурупской серий на Курильских островах. Отмечается цикличность формирования вулканогенных толщ с чередованием продуктов основного, среднего и кислого состава. С вулканогенными образованиями тесно ассоциируют интрузивные проявления, размер которых колеблется от отдельных мелких даек, штоков до массивов с площадью выходов 20–40 км², реже до 100 км² и более¹, а состав в зависимости от размеров и глубины залегания тел меняется от диоритовых порфиров и гранодиорит-порфиров до гранодиоритов и гранитов. Вблизи выходов метаморфических пород Срединного и Ганальского массивов Камчатки локализуются габбро-гранодиоритовые массивы, которые не имеют прямых пространственных и возрастных связей с вулканогенными комплексами. Это чисто плутоническая ассоциация, связанная с процессами активизации тектономагматической деятельности, в которые вовлекаются жесткие блоки консолидированных пород в ходе развития олигоцен-миоценового вулканического пояса.

Характерной особенностью рассматриваемых магматических проявле-

¹ Один из самых крупных массивов — Ахотенский — имеет размер 130 км², а Шипунский — до 180 км².



Р и с. 31. Распределение интрузий олигоцен-миоценового возраста

1 – массы монзонитов, К; 2 – мелкие тела диоритов, диоритовых порфиров и гранодиорит-порфиров, условно Ф; 3 – андезиты Кинкильской свиты; 4 – гранодиориты р. Шаманки; 5 – зоны Na-метасоматоза

Т а б л и ц а 71

Ртуть в породах вулcano-плутонической и плутонической ассоциации олигоцен-миоценового возраста

№ группы	№ образца	Место отбора	Порода	Hg, $n \cdot 10^{-6}\%$	
1	2	3	4	5	
I	K-64	Барабинский интрузивный массив	Диорит	19,0	
II	560/2	Озерновский интрузивный массив	Гранодиорит	19,0	
	547			17,0	
III	3177/5	Интрузивный массив Кенсол	Габбродиорит	44,0	
	3755		Гранодиорит	35,0	
	3139/1		Габбродиорит	30,0	
	3704		Гранодиорит	42,0	
IV	6551	Интрузия Ганальский Тур	Диорит	45,0	
	6473		13,0		
V	1019	Шипунский массив	Гранодиорит	8,7	
	1023			5,6	
	1024/2			Диорит	6,8
	1025/2			8,7	
	1074			4,8	
VI	6225/1	Интрузия Авачинско-Китхойской зоны	Гранодиорит	25,0	
	6233			27,0	
	6266			27,0	
	014573			2,0	
	6257			Габбро	27,0
	6211			Габбродиорит	27,0
	6212			Габбро	21,0
	6216			Диорит	24,0
	3154/66			210,0	
	3168/1			Гранодиорит	35,0
	3171/2			23,0	
	3185/1			45,0	
	6277			Диорит	24,0
	6278/3			Гранодиорит	17,0
	0-26			Диорит	8,8
	6024			17,0	
	6121/4			88,0	
6194	28,0				
C-20	9,3				
6165	19,0				
VII	6236	Вмещающие породы Авачинско-Китхойской зоны	Андезит	28,0	
	6250/2			7,7	
	C-72/3			15,0	
	C-65			20,0	
	C-67			16,0	
	C-81/1			25,0	
	C-82			15,0	

Таблица 71 (окончание)

1	2	3	4	5	
VII	C-83/1	Вмещающие поро- ды Авачинско-Кит- хойской зоны	Андезит	17,0	
	C-84			10,0	
	C-61				98,0;
					80,0
	C-67/2				25,0
	3180/1			Андезито- базальт	29,0
	3250			Андезит	33,0
	3230				45,0
	C-20			Туфобрекчия	11,0
	C-6/1				14,0
	6013/1			Андезит	11,0
	6033/2				15,0
	6116/2			Базальт	12,0
	6126			Андезит	15,0
	6133			Андезито- базальт	7,7
	6145			Андезит	11,0
	6155/1				14,0
	6162/2				19,0
	6167			Андезито- базальт	10,0
	C-20/1				9,3

ний всей Курило-Камчатской зоны является их значительное гидротермальное изменение [39, 86]. Пропилитизация как эффузивных, так и интрузивных пород имеет площадной характер, хотя особенно интенсивно она проявлена в зонах разломов, а также в центрах длительной эндогенной активности. Наиболее изменены миоценовые магматические породы Большой Курильской гряды, которые прямо сопоставляются с выделенной для подобных образований в Японии [41] формацией "зеленых туфов".

В целях изучения особенностей поведения ртуты в магматических и метасоматических процессах наибольший объем проб был получен из пород Авачинско-Китхойской зоны (см. рис. 31); поэтому рассмотрим особенности ее геологического строения несколько подробнее.

Зона вытянута с юго-востока на северо-запад на расстояние 100 км и имеет ширину до 30 км. В целом она имеет блоковое строение и представляет собой сосредоточение центров эндогенной активности, проявившейся от олигоцена и до современного периода [39, 86, 87]. В пределах зоны расположены четыре интрузивных массива: Китхойский (наиболее приповерхностный глубина становления — первые сотни метров), руч. Сырыцин, руч. Тимоновского и Авачинский (наиболее глубинный, характеризующийся глубиной образования до 1000–1200 м). Эти массивы локализируются среди комагматичных им вулканогенных образований паратунской свиты олигоцен-среднемиоценового возраста, которые представлены гидротермально измененными, пропилитизированными андезитами, андезито-базальтами, базальтами и соответствующими осадочно-пирокластическими

Таблица 72

Ртуть в неизменных и слабо измененных интрузивных породах олигоцен-миоценового возраста

№ образца	Порода	Hg, $10^{-6}\%$
1053	Габбро	4,0
6223/3	Диорит	4,1
1097		3,8
1096		2,6
1114		1,4
111-8		2,0
K-29		3,3
111-5		3,6

Таблица 73

Ртуть в гранодиоритах интрузии мыса Мечникова (о-в Кунашир, Курильские острова)

№ образца	Порода	Hg, $n \cdot 10^{-6}\%$
K-525/2	Гранодиорит	1,2
K-525/4		2,0
K-525/5	Слабогидротермально измененный гранодиорит в зонах тектонических нарушений	1,2
K-525/6		2,0
K-525/1		15,0
K-525/9	Гидротермально измененный гранодиорит из зоны эндоконтакта	25,0
K-525/10		1800

породами. В составе интрузивных массивов выделяются габбро, габбро-диориты, диориты, гранодиориты и граниты. Интрузивные породы также пропилитизированы, степень изменения возрастает в апикальных и контактовых зонах.

Помимо проявлений Авачинско-Китхойской зоны, было изучено содержание ртути в широком спектре пород (диорит-граниты) Ахотгенского и Шипунского массивов (см. рис. 31). Кроме того, единичные пробы были исследованы из пород Барабинского, Озерновского массивов, интрузивных проявлений р. Кенсол и горы Ганальский Тур, а также среднемиоценовой интрузии гранодиоритов мыса Мечникова на о-ве Кунашир (Курильские острова).

Данные по содержанию ртути в породах перечисленных интрузивных массивов, отдельных интрузий и вмещающих пород приведены в табл. 71, 72. В неизменных разностях пород (или слабо затронутых наложенными гидротермальными процессами) содержания Hg колеблются в пределах $(1,4 \div 4,1) \cdot 10^{-6}\%$, т.е. близки соответствующим значениям в продуктах современного вулканизма (см. табл. 22, 72). В гидротермально измененных интрузивных породах и вмещающих толщах (табл. 71—73), содержания Hg возрастают до $(5,6 \div 80,0) \cdot 10^{-6}\%$.

Полученные выше данные позволяют полагать, что на фоне региональной пропилитизации мел-палеогенового и олигоцен-миоценового времени закономерно обогащение ртутью интрузивных и вмещающих пород. Существенно, что степень обогащения интрузивных пород ртутью не зависит от типа и степени гидротермального изменения пород, а также возраста интрузий. Это можно объяснить только в допущении, что во всех случаях обогащение Hg интрузивных пород происходило в регрессивную низкотемпературную стадию палеогидротермальных процессов. Подобное допущение, как показано выше, находит подтверждение в геохимии ртути

в современных гидротермальных процессах Курило-Камчатского вулканического пояса, где установлено, что накопление ртути в породах происходит в средне-низкотемпературную стадии гидротермального процесса ($T = 180\text{--}200^\circ\text{C}$). В высокотемпературную ($T = 200^\circ\text{C}$) происходит термическая отгонка ртути из пород.

ГЛАВА 6

ВОПРОСЫ АССОЦИИ АНОМАЛИЙ РТУТИ И УГЛЕВОДОРОДОВ В СОВРЕМЕННОМ ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ

На тесную пространственную связь ртутных и нефтяных проявлений в региональном плане указывал ряд авторов [27, 43, 106, 114, 122, 131, 140—143, 156, 170; и др.]. Обобщая имеющиеся данные, А.А. Сауков и др. [127] подчеркивают, что битумы отмечены на ртутных месторождениях Тихоокеанского кольца, Средней Азии, Закарпатья, Донбасса, Азербайджана и других регионов. Широко известна пространственная связь углеводородов и ртутных проявлений и месторождений Калифорнии [170]. Небольшие количества углеводородов иногда отмечаются даже в кристаллах киновари [142]. Согласно Ю.А. Кузнецову, В.Н. Шарарову [149], в киновари одного из рудопоявлений масс-спектрометрически было установлено наличие ртути-органического соединения RHg^+ , где R является насыщенным углеводородным радикалом состава $\text{C}_{18}\text{H}_{37}$. Развивая идеи об элементоорганических соединениях в магматогенных и рудообразующих процессах, Р.М. Слободской [149] допускал возможность транспорта широкого ряда рудных компонентов, в том числе ртути, в виде элементоорганических комплексов.

Наиболее распространенная точка зрения, объясняющая частую ассоциацию ртутных проявлений и углеводородов, предполагает мобилизацию углеводородов из нефтегазоносных (или битуминозных) толщ на пути миграции высокотемпературных гидротермальных растворов. Однако наряду с этим в последнее время большая роль отводится процессам абиогенного синтеза углеводородов. Возможность каталитического синтеза (синтеза Фишера—Тропша) из смеси H_2 , CO, CO_2 следует из ряда работ [69, 94, 138, 156; и др.]. Основываясь на натуральных и экспериментальных данных, мы обратили внимание на широко проявляющиеся процессы газогенерации (включая генерацию углеводородов) при взаимодействии вода—порода в условиях высоких температур [166]. При этом синтез углеводородов протекает при температурах ($T \sim 400^\circ\text{C}$), когда в условиях конвективного теплопереноса происходит термическая мобилизация ртути [168].

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОКИСЛИТЕЛЬНО-
ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ РЕАКЦИЙ И ПРОЦЕССОВ ГАЗОГЕНЕРАЦИИ
ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ВОДА-БАЗАЛЬТ**

Процессы газогенерации водорода при взаимодействии вода-базальт в области температур 950–1200°C детально исследованы в лаборатории Sandia, США. Нами исследовались процессы газогенерации при взаимодействии вода-базальт в относительно низкотемпературной области $T = 500-950^{\circ}\text{C}$ при 1,1 атм, т.е. имитировались условия взаимодействия с подземными водами близповерхностных масс остывающего магматического вещества базальтового состава.

Эксперимент проводился на установке, состоящей из следующих узлов: 1) реактора; 2) шахтной печи; 3) узла регулирования температуры; 4) узла подачи аргона и воды в реактор; 5) узла отбора продуктов газогенерации.

В качестве реактора использовалась труба из кварцевого стекла диаметром 20,0 мм, заполненная измельченным (фракция 0,5–0,25 мм) базальтом. Реактор помещался в шахтную печь. Вес образца в рабочей зоне реактора 30,0 г. Температура измерялась с помощью хромельалюмелевых термопар. Термостабилизация обеспечивалась посредством регулятора температуры типа Ш 4501, датчиком для которого служила хромельалюмелевая термопара в центральной части рабочей зоны реактора. Постоянная запись температуры в центральной части реактора осуществлялась самопишущим потенциометром КСП-4. При использовании такой схемы температура в центральной части рабочей зоны реактора поддерживалась с точностью не хуже $\pm 5^{\circ}\text{C}$. Нижняя часть реактора соединялась через шланги (из вакуумной резины) с дегазатором воды и баллоном с аргоном. Верхняя часть реактора соединялась с газовой пипеткой емкостью 500 мл, заполненной насыщенным раствором NaCl. В условиях эксперимента заполненная раствором газовая пипетка использовалась в качестве жидкостного насоса, обеспечивающего (при истечении из пи-

Т а б л и ц а 74
Состав базальта до и после эксперимента

Компоненты	№ образца		Компоненты	№ образца	
	К-1Ф	К-1Э		К-1Ф	К-1Э
SiO ₂	50,30	50,10	CaO	9,34	9,41
TiO ₂	1,46	1,52	Na ₂ O	3,12	3,13
Al ₂ O ₃	16,48	16,57	K ₂ O	1,50	1,68
Fe ₂ O ₃	3,26	5,95	H ₂ O ⁻	0,45	Н/о
FeO	6,61	4,25	H ₂ O ⁺	0,10	0,11
MnO	0,17	0,16	P ₂ O ₅	0,41	0,41
MgO	7,13	6,97		100,33	100,26

Примечание. К-1Ф – базальт до эксперимента, К-1Э – базальт после эксперимента.

Таблица 75

Водород и углеводороды в составе окклюдированных газов

№ образца	T°, C	H ₂ , см ³ /г	Σ УГВ, см ³ /г	Состав углеводородов, (мольн. %)		
				CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄
K-1	1100	0,00001	0,0001	—	—	—
T-17	1100	0,00001	0,00002	—	—	—
K-1 ^a	1100	0,00001	0,0004	43,24	9,92	24,54
K-1 ^b	1100	0,00001	0,0004	49,62	11,87	18,28

Примечание. K-1; K-1^a; K-1^b — повторные определения состава окклюдированных газов экспериментального образца базальта; T-17 — образец шлака, III кокус; T° C — температура отгонки окклюдированных газов. Анализы выполнены В.П. Пилипенко, ИВ, ДВНЦ АН СССР.

Таблица 76

Состав продуктов газогенерации при взаимодействии вода-базальт (T = 500°C)

τ опыта, ч	H ₂ , см ³ /г	Σ УГВ, см ³ /г	Состав углеводородов (мольн.%)				
			CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆
6	0,013	0,00037	96,64	4,03	—	0,30	3,02
10	0,014	0,00051	87,84	1,55	9,93	0,66	—
9	0,020	0,00061	81,01	1,68	12,65	0,42	3,37
12	0,095	0,00193	55,89	1,95	35,66	0,43	4,70
22	0,048	0,00082	65,82	2,50	19,31	1,34	8,39
24	0,076	0,00128	60,74	3,92	27,43	0,65	5,28
12	0,054	0,00132	62,97	2,46	25,65	1,04	5,76
12	0,048	0,00168	75,51	2,74	11,89	0,91	6,63
22	0,037	0,00138	57,63	1,10	32,30	0,73	6,24

Таблица 77

Состав продуктов газогенерации при взаимодействии вода-базальт (T = 500°C)

№ опыта	τ, опыта, ч	H ₂ , см ³ /г	Σ УГВ, см ³ /г	Состав углеводородов (мольн.%)			
				CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈
C-1	10	0,0007	0,00029	95,99	—	3,32	—
C-2	10	0,0295	0,0015	62,75	1,39	28,00	0,22
C-3	9	0,0428	0,0019	57,53	2,43	30,19	0,32
C-4	9 ³⁰	0,0143	0,00065	73,49	—	18,85	0,12
C-5	10 ¹⁵	0,0069	0,00033	83,68	—	12,56	—
C-6	9 ³⁰	0,0034	0,00028	86,57	—	10,06	—
C-7	9 ³⁰	0,0026	0,00022	87,93	—	9,18	—

Состав углеводородов, (мольн. %)						
C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	iC ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈	iC ₅ H ₁₂	nC ₅ H ₁₂
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
4,51	10,51	—	1,83	—	3,53	1,92
4,85	8,12	—	2,11	—	2,64	1,29

Состав углеводородов (мольн. %)					H ₂ , см ³ /г · ч · 10 ⁻³	Σ УГВ, см ³ /г · ч · 10 ⁻³	H ₂ /ΣУГВ
iC ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈	nC ₅ H ₁₂	iC ₅ H ₁₂			
—	—	—	—	—	2,16	0,061	35,4
—	—	—	—	—	1,40	0,051	27,4
—	0,17	0,67	—	—	2,22	0,067	33,1
0,11	0,28	0,76	0,11	—	7,91	0,161	49,1
0,08	0,67	0,83	0,17	—	2,10	0,037	56,7
0,32	0,20	1,30	0,19	—	3,16	0,053	59,6
0,05	0,42	1,57	0,05	0,016	4,50	0,110	40,9
—	0,23	1,37	0,68	—	4,00	0,140	28,6
0,14	0,36	1,46	—	—	1,68	0,063	26,6

Состав углеводородов (мольн.%)					H ₂ , см ³ /г · ч	Σ УГВ, 10 ⁻³	H ₂ /ΣУГВ
C ₃ H ₆	C ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈	nC ₅ H ₁₂			
0,67	—	—	—	—	0,07	0,03	2,33
6,03	—	0,13	1,14	0,33	2,95	0,15	19,6
6,98	—	0,19	1,42	0,91	4,75	0,21	22,64
4,49	—	0,17	0,70	0,70	1,150	0,068	22,0
3,68	—	—	—	1,08	0,67	0,032	20,9
2,74	—	—	—	0,62	0,36	0,009	12,4
1,73	—	—	—	1,15	0,29	0,024	12,1

Состав продуктов газогенерации при взаимодействии вода-базальт ($T = 500^\circ \text{C}$)

t опыта, ч	H_2 , $\text{см}^3/\text{г}$	Σ УГВ, $\text{см}^3/\text{г}$	Состав углеводородов (мольн. %)				
			CH_4	C_2H_6	C_2H_4	C_3H_8	
11 ³⁰	0,047	0,0027	84,33	—	9,12	—	
7 ⁰⁰	0,022	0,000026	58,82	—	41,17	—	
11 ³⁰	0,012	0,00028	100,0	—	—	—	
12 ⁰⁰	0,010	0,00022	100,0	—	—	—	
10 ²⁰	0,007	0,00022	100,0	—	—	—	
5 ³⁰	0,0035	0,00015	100,0	—	—	—	

петки запирающей жидкости) медленную продувку аргоном ($(2,5 \div 6,4) \cdot 10^{-3} \text{ см}^3/\text{с}$) рабочей зоны реактора; откачку и отбор продуктов газогенерации.

Поток воды через реактор в наших экспериментах ($(1,18-2,5) \cdot 10^{-3} \text{ г/с}$) на два порядка превышал поток, необходимый для получения равновесных соотношений $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ с учетом кинетики окислительно-восстановительных реакций и массы образца в рабочей зоне реактора.

Анализ газов — продуктов газогенерации выполнен Р.В. Гусевой, В.И. Гусевой, Н.Я. Непомнящей на хроматографах ЛХМ-8МД-5М, ЛХМ-8МД-3М, Газохром-3101. Чувствительность определения (об. %): $\text{O}_2 - n \cdot 10^{-2}$; $\text{CO}_2 - n \cdot 10^{-2}$; $\text{H}_2 - n \cdot 10^{-3}$; $\text{CH}_4 - n \cdot 10^{-4}$; УГВ — $n \cdot 10^{-5}$. Относительная ошибка $\pm 5-20\%$.

Химический состав базальтов со II конуса, используемых в эксперименте, показан в табл. 74. Состав окклюдированных газов (табл. 75) определялся также в образцах, непосредственно используемых в эксперименте.

Результаты эксперимента показаны в табл. 76-80.

Эксперимент 1. Измельченный (фракция 0,5-0,25 мм) воздушносухой образец базальта (обр. К-1) помещался в реактор и нагревался в атмосфере аргона до $T = 500^\circ \text{C}$. В таком температурном режиме в слабом токе аргона реактор работал в течение 44 ч в целях удаления из породы выделяющихся окклюдированных газов и продуктов газогенерации с участием в

Таблица 79

Состав продуктов газогенерации при взаимодействии вода-базальт ($T = 750^\circ \text{C}$)

t опыта, ч	H_2 , $\text{см}^3/\text{г}$	H_2 , $\text{см}^3/\text{г} \cdot \text{ч}$
7 ⁵⁰	0,98	0,125
11 ²¹	0,42	0,037
19 ¹¹	1,40	0,072

	Состав углеводородов (мольн. %)					H_2 , $\text{см}^3/\text{г} \cdot \text{ч}, 10^{-3}$	Σ УГВ
	C_3H_6	$i\text{C}_4\text{H}_{10}$	$n\text{C}_4\text{H}_{10}$	C_4H_8	$n\text{C}_5\text{H}_{12}$		
	6,5	—	—	—	—	4,08	0,023
	—	—	—	—	—	3,14	0,0037
	—	—	—	—	—	1,04	0,24
	—	—	—	—	—	0,83	0,018
	—	—	—	—	—	0,67	0,021
	—	—	—	—	—	0,63	0,027

окислительно-восстановительных реакциях сорбированной из атмосферы воды. После этого реактор в токе аргона подключался к газовой пипетке. В нижнюю, холодную часть реактора с дегазированным (в предшествующую стадию эксперимента) образцом при $T = 500^\circ \text{C}$ подавалась диаэрированная дистиллированная вода.

Выход водорода за время эксперимента составил $0,40 \text{ см}^3/\text{г}$ породы, что не менее чем в 10^4 раз превышает содержание водорода в составе окклюдированных (см. табл. 76-80) газов ($< 10^{-5} \text{ см}^3/\text{г}$).

В продуктах газогенерации при взаимодействии вода-базальт обнаружен широкий спектр углеводородов: CH_4 , C_2H_6 , C_2H_4 , C_3H_8 , C_3H_6 , C_4H_{10} , C_5H_{12} . Выход суммы углеводородов за время эксперимента (УГВ-1, $5 \cdot 10^{-2} \text{ см}^3/\text{г}$) в 10^2 раз превышает содержание Σ УГВ в составе окклюдированных газов (Σ УГВ = $1,1 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{г}$).

Эксперимент 2. Воздушносухой образец К-1 измельченного базальта (фракция 0,5-0,25 мм) нагревался в реакторе в течение часа до $T = 500^\circ \text{C}$ с последующей продувкой аргоном и выбросом газовой смеси в атмосферу. После этого реактор подключался к газовой пипетке. В системе поддерживалось давление аргона 1,1 атм. Истечение запирающей жидкости из пипетки обеспечивало продувку рабочей зоны реактора со скоростью $v = 6,4 \cdot 10^{-3} \text{ см}^3/\text{с}$, откачку и отбор газовой смеси из реактора в течение 10 ч. Анализ полученной газовой смеси показал выход водорода в количестве (см. табл. 77) $7,0 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{г}$. В составе окклюдированных газов (см. табл. 75) этого образца базальта содержание водорода $< 10^{-5} \text{ см}^3/\text{г}$ породы.

После смены пипетки в нижнюю холодную часть реактора подано 21 мл дистиллированной диаэрированной воды, что обеспечило капиллярную пропитку образца ниже и выше рабочей зоны реактора. Температура в рабочей зоне реактора $T = 500^\circ \text{C}$. Медленная продувка реактора аргоном ($v = 5,8 \cdot 10^{-3} \text{ см}^3/\text{с}$) и отбор пробы производился в течение 10 ч. Выход водорода в этих условиях составил $2,9 \cdot 10^{-2} \text{ см}^3/\text{г}$, что на два порядка превышает выход водорода в предшествующую стадию эксперимента без подачи воды в реактор ($7,0 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3/\text{г}$).

Последующие стадии эксперимента (С-3, С-4, С-5, С-6, С-7, С-8)

Таблица 80

Состав продуктов газогенерации при взаимодействии вода-базальт ($T = 950^{\circ}\text{C}$)

τ, опыта, ч	$\text{H}_2, \text{см}^3/\text{г}$	$\Sigma \text{УГВ}, \text{см}^3/\text{г}$	Состав углеводородов (мольн. %)			
			CH_4	C_2H_6	C_2H_4	C_3H_8
11 ¹⁵	1,11	0,0015	98,74	—	—	—
11 ⁵⁸	1,21	0,00094	95,60	—	—	—
5 ²⁰	0,63	0,00041	95,44	—	—	—
13 ¹⁵	0,98	—	—	—	—	—
11 ⁵⁰	0,56	0,00067	98,04	—	—	—
11 ⁴⁸	0,52	—	—	—	—	—

проводились в аналогичном температурном режиме и скорости подачи аргона, но без дополнительной подачи воды в реакторе. Динамика изменения выхода водорода и углеводородов по мере расходования воды показана в работе авторов [166].

Содержание окклюдированного водорода в экспериментальном образце $< 10^{-5} \text{ см}^3/\text{г}$. В эксперименте с воздушносухим образцом выход водорода увеличился почти на два порядка. С подачей воды резко возрастает выход водорода. В последующей стадии эксперимента выход водорода продолжал увеличиваться и превысил почти на два порядка выход водорода в эксперименте с воздушносухим образцом. Далее по мере расхода воды (сушка образца в реакторе) выход водорода снижается. Аналогично происходит изменение выхода $\Sigma \text{УГВ}$ [166]). Если в эксперименте с воздушносухим образцом обнаружены только CH_4 , C_2H_4 , C_3H_8 , то после подачи воды в продуктах реакций газогенерации обнаружены CH_4 , C_2H_6 , C_2H_4 , C_3H_8 , C_3H_6 , C_4H_{10} , C_4H_8 , C_5H_{12} (см. табл. 77). По мере сушки образца базальта в реакторе из состава продуктов газогенерации выпадают C_2H_6 , C_3H_8 , C_4H_{10} , C_4H_8 . В последней стадии эксперимента с минимальным выходом водорода состав углеводородов был представлен только CH_4 и C_2H_4 . Изменения в составе углеводородов, возможно, связаны с изменением каталитической активности базальта в ходе эксперимента.

Эксперимент 3. Проводился в режиме, аналогичном предшествующему эксперименту 2. В отличие от предыдущего базальтом заполнялась только рабочая зона реактора. Выше и ниже рабочей зоны реактор заполнялся измельченным (фракция 0,5–0,25 мм) кварцевым стеклом. Результаты эксперимента даны в табл. 77. Обращает на себя внимание, что суммарный выход водорода за время эксперимента (соответственно 0,095 и 0,101 $\text{см}^3/\text{г}$) одинаков. В то же время получено резкое различие в составе углеводородов. Если в эксперименте 2 обнаружен весь ряд углеводородов от C_1 до C_5 , то в продуктах газогенерации данного эксперимента присутствует в основном только CH_4 . Это указывает на то, что в предшествующих экспериментах синтез углеводородов происходил выше рабочей зоны реактора при температурах ниже 500°C .

Эксперимент 4. $T = 750^{\circ}\text{C}$, $P = 1,1$ атм. Базальтом заполнена рабочая зона реактора, остальная часть реактора заполнена измельченным кварце-

Состав углеводородов (мольн. %)					$\text{H}_2, \text{см}^3/\text{г} \cdot \text{ч}, 10^{-3}$	УГВ,
C_3H_6	$i\text{C}_4\text{H}_{10}$	$n\text{C}_4\text{H}_{10}$	C_4H_8	$n\text{C}_2\text{H}_{12}$		
1,30	—	—	—	—	0,098	0,133
4,40	—	—	—	—	0,101	0,078
4,55	—	—	—	—	0,118	0,077
—	—	—	—	—	0,074	—
1,96	—	—	—	—	0,047	0,057
—	—	—	—	—	0,043	—

вым стеклом. Результаты эксперимента показаны в табл. 79. Сравнительно с экспериментами при 500°C в данном эксперименте резко, более чем на порядок, возрастает выход водорода. Углеводороды в этом эксперименте не определялись.

Эксперимент 5. $T = 950^{\circ}\text{C}$, $P = 1,1$ атм. Условия заполнения реактора аналогичны эксперименту при 750°C . Прежде всего следует отметить чрезвычайно высокую продуктивность реакции по выходу водорода (табл. 80). Набор синтезированных углеводородов ограничен, представлен CH_4 , C_2H_4 , C_3H_8 . В табл. 74 показан состав базальта до и после эксперимента. В ходе эксперимента окислено $0,84 \cdot 10^{-2}$ моля $\text{Fe}(\text{II})$ и выделилось $0,61 \cdot 10^{-2}$ моля H_2 . Количество выделившегося H_2 , определенное исходя из реакции



анализа $\text{Fe}(\text{II})$ в окисленном образце базальта и количества H_2 , измеренного хроматографически, различаются на 30%, т.е. получена хорошая сходимость результатов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Суммируя полученный экспериментальный материал, прежде всего следует отметить очень высокую продуктивность по водороду окислительно-восстановительных реакций при взаимодействии вода-базальт (табл. 81). Образующиеся при $T = 500^{\circ}\text{C}$ углеводороды представляют весь ряд, обнаруженный в спонтанных газах термальных источников и вулканических газах Камчатки.

Особенностью полученных результатов является то, что синтез углеводородов и необходимые для синтеза продукты — H_2 , CO (или CO_2) — образуются в ходе окислительно-восстановительных реакций при взаимодействии вода-базальт. В недрах гидротермальных систем в присутствии значительных количеств углекислоты каталитический синтез углеводородов должен идти с большей интенсивностью, чем в рассмотренных выше экспериментах.

На данном этапе исследований мы ограничимся анализом в извлекаемой

Таблица 81

Выход H_2 и Σ УГВ при взаимодействии вода-базальт (T 500-950°С, P 1,1 атм)

№экспери-мента	$T, ^\circ C$	τ эксперимента, ч	H_2		УГВ	
			cm^3/g	$cm^3/g \cdot ч, 10^{-3}$	cm^3/g	$cm^3/g \cdot ч, 10^{-3}$
1	500	129	0,405	3,14	0,0099	0,077
2	500	57,25	0,0995	1,74	0,0048	0,084
3	500	58,16	0,101	1,74	0,0012	0,021
4	750	19,17	1,40	73,0	—	—
5	950	65,43	5,01	76,6	0,0035	0,053

Таблица 82

Результаты люминесцентно-спектрального анализа полиароматических углеводородов (ПАУ) в образцах базальта до и после экспериментов по взаимодействию вода-базальт

Образец	ПАУ, мкг/кг	Содержание отдельных ПАУ, в % от Σ ПАУ					
		гомологи нафталинов	гомологи бензфлуоренов	гомологи фенантронов	пирен	3-циспирен	гомологи
Базальт после эксперимента							
500°С	33,8	62,3	7,1	0,0	0,0	0,0	30,2
750°С	45,8	80,6	3,5	0,0	3,3	0,0	12,7
950°С	59,2	61,1	7,1	0,0	0,0	0,0	31,8
950°С	40,1	46,6	10,0	0,0	0,0	0,0	43,4
Базальт исходный	33,7	65,0	2,9	5,9	11,8	3,0	11,3

Примечание. Анализы выполнены в МГУ Ю.И. Пиковским.

из реактора газовой фазе только легких углеводородов. Поэтому необходимо подчеркнуть, что обнаруженный ряд углеводородов не исчерпывает действительного разнообразия углеводородов, синтезирующихся в ходе эксперимента.

Люминесцентный спектральный анализ в образцах базальтов до и после эксперимента, выполненный Ю.И. Пиковским (МГУ), показал присутствие полициклических ароматических углеводородов (табл. 82). Согласно сообщению Ю.И. Пиковского, в исходных базальтах имеются полициклические углеводороды, состоящие из молекул с 2-4 ядрами. В ходе эксперимента с повышением температуры происходит их количественное нарастание, увеличение размеров молекул. Видимо, процесс идет и далее и высокомолекулярные структуры усложняются до высокоуглеродистых частиц, которые уже не фиксируются люминесцентным анализом. Возможно, полициклические ароматические углеводороды следует рассматривать как промежуточное звено между жидкими и углистыми продуктами.

Рассмотренные выше данные позволяют уверенно полагать, что в недрах гидротермальных систем при температурах 500° реален синтез широкого ряда углеводородов. Установлено также что при $T \sim 200^{\circ}\text{C}$ в условиях конвективного теплопереноса происходит термическая мобилизация ртути. Возможные температуры в недрах гидротермальных систем могут достигать температур $T = 800^{\circ}\text{C}$ и более [2, 3, 165; и др.]. Следовательно, в недрах высокотемпературных современных гидротермальных систем возможны сопряженные процессы генерации углеводородов, термической мобилизации ртути и их совместной миграции на верхние уровни гидротермальных систем. Это, разумеется, не исключает мобилизацию углеводородов, накопленных ранее в вулканогенно-осадочных толщах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассматривая различные стороны современного гидротермального процесса и геохимии ртути, мы оставили в стороне вопрос об источнике ртути. В тех случаях, когда речь идет о продуктах дегазации лавовых потоков и близповерхностного магматического вещества, вопрос об источнике ртути не возникает. Источником ртути наряду с другими магматическими компонентами является магма. В конденсатах продуктов дегазации магм обнаруживаются, по-видимому, максимальные для всех типов термальных вод содержания ртути ($8 \cdot 10^{-5}$ г/л). Вместе с тем вынос ртути в процессах дегазации магматических очагов имеет весьма ограниченные масштабы: не более 6–7 т на 1 км^3 при условии полной дегазации. Это связано как с низкими исходными содержаниями ртути в магмах, так и с низкими, близкими к единице, значениями коэффициентов распределения ртути в системе магма–флюид. Расчеты также показали, что ролью диффузионной дегазации в общем балансе выноса ртути можно пренебречь. Следовательно, в связи с близповерхностными периферическими магматическими очагами за счет ртути, содержащейся в магме, рудные тела или ореолы рассеяния ртути не могут сформироваться в масштабах, установленных, например, в поверхностных (до глубин 600–1000 м) первичных ореолах рассеяния ртути на Паужетском геотермальном месторождении (350 т/км^2) или месторождении Горячий Пляж (1200 т/км^2).

Несравненно более сложной является задача об источниках ртути в толщах гидротермально измененных пород геотермальных месторождений, где, как отмечено выше, количество накопленной ртути может исчисляться сотнями и тысячами тонн. На Северо-Мутновском геотермальном месторождении обогащение ртутью гидротермально измененных пород ограничено преимущественно глубинами 70 м. Среднее содержание на этом горизонте $2,0 \cdot 10^{-5}\%$. Допуская относительно равномерное обогащение ртутью на всей площади месторождения (24 км^2), получим общее количество привнесенной ртути около 700 т за все время действия месторождения. Однако на глубине, где температуры превышают $180\text{--}200^\circ\text{C}$, происходит термическая отгонка ртути, содержание снижается на порядок ниже фона. В целом по месторождению (в его центральной части) в интервале глубин до 1400 м мы не наблюдаем существенного накопления ртути. Среднее содержание ртути по материалам керна скважин ГК–1 и ГК–3 не превышает $5 \cdot 10^{-6}\%$, т.е. примерно в два раза выше фоновых содержаний ртути в неизмененных породах. Следовательно, в данном случае проблема источника ртути остро не стоит. Есть основания допустить, что обогащение ртутью гидротермально измененных пород приповерхностной части месторождения связано с термической отгонкой ртути из недр месторождения, где температуры превышают $180\text{--}200^\circ\text{C}$. Максимальные температуры, установленные к настоящему времени, достигают 270°C .

На Паужетском геотермальном месторождении в верхней километровой толще гидротермально измененных пород ($T < 180\text{--}200^\circ\text{C}$) среднее содержание ртути возросло относительно фона в 5–6 раз ($13,7 \cdot 10^{-6}\%$). Следовательно, в толще гидротермально измененных пород на 1 км^2 площади месторождения количество накопленной ртути достигает более 350 т. При $T > 180\text{--}200^\circ\text{C}$ здесь также наблюдается термическая отгонка ртути. Если полученные данные распространить на всю площадь месторождения, то для объяснения наблюдаемого эффекта обогащения ртутью верхней части толщи пород требуется обеспечить термическую отгонку 90% ртути из высокотемпературных недр месторождения до глубин 5 км.

Существенно другая ситуация наблюдается на геотермальном месторождении Горячий Пляж. Среднее содержание ртути в гидротермально измененных породах до глубин 600 м составляет $8,1 \cdot 10^{-5}\%$. Следовательно, в указанном интервале глубин в измененных породах месторождения на площади 1 км^2 количество накопленной ртути достигает 1200 т. Если масштабы накопления ртути распространить на всю гидротермальную систему (частью которой является месторождение Горячий Пляж), то для этого потребуется обеспечить термическую отгонку 90% ртути из соответствующего по площади блока пород до глубины более 20 км. Эта величина соответствует мощности субконтинентальной земной коры в районе о-ва Кунашир.

Рассматривая генезис современных гидротермальных систем, ряд авторов пришел к выводу [2, 3, 165 и др.], что их формирование связано с внедрением в водоносные комплексы верхних частей земной коры эндогенного флюида, поднимающегося из зон генерации мантийных магм. При этом флюиды достигают верхних частей земной коры вдоль зон повышенной проницаемости: высокопродвинутых магматических колонн и долгоживущих глубокопроникающих разломов [165]. В пределах вулканических поясов внедрение магмы в верхние части земной коры и миграция предполагаемого мантийного флюида контролируется одними и теми же зонами проницаемости. Единственным доступным средством, позволяющим получить информацию для суждений о поведении ртути (равно как и для других элементов) в зонах проницаемости земной коры, являются ксенолиты в мантийных магмах, достигающих земной поверхности. В табл. 83 приведены данные по содержаниям ртути в ксенолитах из базальтового слоя земной коры и верхней мантии. Подчеркнем, что в основных и ультраосновных мантийных породах Кратонского массива (см. табл. 83) содержание ртути находится в пределах содержаний ртути в вулканических породах Курило-Камчатского вулканического пояса. В ксенолитах базальтового слоя земной коры и особенно верхней мантии содержания ртути резко снижены. Достаточно аргументированной точкой зрения на источник поступления ксенолитов в магмы является точка зрения, предполагающая [68] их поступление из псевдосжиженного слоя на границах раздела магма — вмещающая среда зон проницаемости и зон генерации мантийных магм. Следовательно, можно допустить, что полученные данные по ксенолитам (см. табл. 83) характеризуют содержание ртути в зонах проницаемости на соответствующих уровнях в земной коре и верхней мантии. Наиболее верхние уровни зон проницаемости фиксируются современными вулканами и современными гидротермальными системами. В высокотемпературных зонах ($T > 180\text{--}200^\circ\text{C}$) недр современных гидротермальных систем

Ртуть в ксенолитах из базальтового слоя земной коры и верхней мантии

№ образца	Порода	Место отбора образца	Hg, · 10 ⁻⁶ %	
30-81-С	Габбро-норит	Инtruзия, Кратонский массив	2,2	
31-81-С	Пироксенит		2,5	
32-81-С	Габбро-диабаз		1,7	
158-81-С			1,7	
159-81-С			1,6	
167-81-С	Габбро-норит		2,1	
174-81-С			1,1	
1-ФК-79	Оливиновое габбро		Базальтовый слой коры	0,5
2-ФК-79				0,8
3-ФК-79	Оливин-пироксеновое габбро			0,3
4-ФК-79		0,3		
5-ФК-79	Анортитовое габбро	1,0		
6-ФК-79		0,7		
А-1-ФК	Авачит	Вулкан Авача		2,1
А-2-ФК	Шпинелевые перидотиты	Верхняя мантия (глубина 60 км)		0,2
А-3-ФК				0,3
А-4-ФК				0,3
А-13-ФК			0,8	
А-14-ФК			0,4	

Пр и м е ч а н и е. Неопубликованные данные Ф.Ш. Кутыева и Ю.П. Трухина.

и ксенолитах зон проницаемости земной коры и верхней мантии установлены минимальные для Курило-Камчатского вулканического пояса содержания ртути, значения которых ($0,4 \div 0,2 \cdot 10^{-6}\%$) на порядок ниже средних содержаний ртути в вулканических породах. Это позволяет сделать предположение, что в зонах проницаемости, характеризующихся напряженным геотермическим режимом, потенциально возможна термическая отгонка на всем протяжении зон проницаемости до верхних уровней ($T > 180-200^\circ\text{C}$) включительно. Последние представляют собой определенные уровни современных гидротермальных систем. Наиболее глубокие уровни зон проницаемости сопряжены с зонами генерации мантийных магм либо с апикальными частями зон продвижения магматических колонн [165]. В рамках такой модели достаточно просто решается вопрос потенциальных ресурсов ртути для формирования крупных аномалий (включая вулканогенные месторождения ртути). Однако остается проблема транспорта и времени действия подобных систем.

Популярным является представление о зонах генерации мантийных магм как источнике ртути современных и палеогидротермальных систем [143; и др.]. Но здесь нужно обратить внимание на заключение А.А. Саукова, полагавшего, что процессы магматической дифференциации не приводят к перераспределению ртути. Этот вывод подтвержден нами на примере ряда долгоживущих вулканических центров Камчатки, последовательно поставлявших на поверхность магмы ряда базальт — андезито-базальт — андезит — андезито-дацит — дацит — риолит. Кроме того, показано, что коэффициент распределения ртути в системе магма—флюид близок к 1.

У нас нет основания полагать, что в зонах генерации мантийных магм ртуть будет вести себя иначе. Вероятнее всего, в процессах дифференциации вещества в зонах генерации мантийных магм поведение ртути подобно тому, что мы наблюдаем в процессах дифференциации магм в земной коре. Следовательно, уровень содержаний ртути в мантийном флюиде должен быть близок максимальным значениям содержаний ртути в магматических флюидах ($8 \cdot 10^{-5}$ г/л). При таком уровне концентраций ртути во флюиде для того, чтобы сформировать ртутную аномалию в верхнем горизонте геотермального месторождения Горячий Пляж всего лишь на площади 1 км^2 потребуется огромное количество неразбавленного мантийного теплоносителя — около $1,5 \cdot 10^{10}$ т (или 15 км^3).

Остается рассмотреть еще один потенциальный источник ртути в современных гидротермальных процессах, который при всей его очевидности выпадает из поля зрения исследователей. Это подземные воды различного генезиса, вовлекаемые в гидротермальные системы при внедрении в водонесные комплексы высокоэнергетического эндогенного флюида. Приводятся различные оценки соотношений масс холодных подземных вод и эндогенного флюида в составе гидротерм гидротермальных систем вулканических областей [2, 3, 165 и др.]. Но во всех вариантах в составе гидротерм преобладают вовлеченные в динамику гидротермальных систем холодные подземные воды. Выше показано, что содержания ртути в гидротермальных растворах подавляющего большинства гидротермальных систем ниже, либо равны среднему значению содержаний ртути в гидросфере Земли ($1 \cdot 10^{-6}$ г/л). Исключений немного. Резко повышены содержания ртути в зонах вторичной конденсации отделившегося на глубине пара высокотемпературных гидротермальных систем Северо-Мутновского месторождения и, вероятно, кальдеры Узон, где содержания ртути возрастают на порядок ($n \cdot 10^{-5}$ г/л). Для зон вторичной конденсации характерно обогащение (на порядки величин) всеми легколетучими компонентами гидротерм.

Повышенные содержания ртути в термальных растворах зон вторичной конденсации обусловлены процессами фазовой дифференциации глубинных гидротерм, содержание ртути в которых остается на уровне, близком среднему значению в гидросфере Земли. Подчеркнем, что именно в зонах вторичной конденсации парогазовой фазы обогащенной ртутью и сероводородом формируются наиболее контрастные ртутные аномалии, содержания ртути в которых возрастают на 3–4 порядка относительно фона. К зонам вторичной конденсации относятся все установленные нами рудопроявления ртути и серного колчедана (Северо-Мутновская термальная зона, термальные поля хр. Камбального).

Содержания ртути в гидротермах наиболее изученных гидротермальных месторождений Паужетского и Горячего Пляжа колеблются в пределах $(0,4 \div 0,8) \cdot 10^{-6}$ г/л. Эти величины существенно ниже среднего содержания в гидросфере и особенно в водах Охотского моря в районе о-ва Кунашир $(1,5 \div 2,0) \cdot 10^{-6}$ г/л [143]. В пресных водоемах максимальные концентрации ртути также существенно выше, чем в гидротермах (до $2,8 \cdot 10^{-6}$ г/л), в реках $((1,7 \div 2,0) \cdot 10^{-6}$ г/л) и крупных пресных водоемах [143]. Таким образом возможная разница содержаний ртути в холодных подземных водах и гидротермах Паужетки и Горячего Пляжа может достигать $1,0 \cdot 10^{-6}$ г/л. Допускаем, что это именно то количество, которое

теряется гидротермами и обеспечивает формирование ртутных аномалий. С учетом принятых допущений, а также реальных значений удельной разгрузки гидротерм для формирования установленных ртутных аномалий на Паужетском месторождении требуется время не менее 270,0 тыс.лет, на месторождении Горячий Пляж – 950 тыс.лет.

На Северо-Мутновском геотермальном месторождении подобные оценки дают время 27 тыс.лет.

Оценки эти весьма приближенные, однако полученные цифры представляются реальными, если учесть, что согласно результатам, полученным в последнее время [35, 158, 159, 165], длительность действия современных гидротермальных систем составляет сотни тысяч и миллионы лет.

В заключение отметим, что источниками ртути ртутных аномалий современных гидротермальных систем являются зоны генерации эндогенного флюида; породы зон проницаемости земной коры и верхней мантии на пути фильтрации флюида (и в том числе недра гидротермальных систем), а также одним из важнейших источников ртути являются холодные подземные воды, вовлекаемые в гидротермальные системы при внедрении эндогенного флюида в водоносные комплексы верхних частей земной коры. К сожалению, мы не располагаем надежными данными, позволяющими оценить значимость каждого из выделенных источников ртути на различных этапах развития гидротермальных систем.

Полигенный источник ртути и большая роль в формировании ртутных аномалий и рудопроявлений холодных подземных вод объясняют универсальность ртути как элемента индикатора [173], образующего первичные ореолы рассеяния всех генетических типов гидротермальных рудных месторождений самых различных металлов.

Возможность формирования ртутных аномалий либо рудопроявлений ртути из низкоконцентрированных растворов с содержаниями ртути на уровне или ниже средних содержаний в гидросфере обусловлена свойствами этого элемента. В процессах фазовой дифференциации – подземного вскипания перегретых гидротерм – происходит концентрирование парогазовой фазы ртутью и сероводородом и последующая фиксация ртути в твердой фазе в зонах вторичной конденсации в сорбированной либо сульфидной форме, приводящая к образованию приповерхностных ртутных аномалий либо рудопроявлений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Хренов А.П., Флеров Г.Б. и др. Извержение вулкана Алайд в 1972 г. — Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50, с. 64—80.
2. Аверьев В.В. О соотношении между гидротермальной и магматической деятельностью. — В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964, с. 251—253.
3. Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 118—129.
4. Аверьев В.В., Белоусов В.И. Геологический очерк района Паужетского месторождения. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965, с. 8—22.
5. Аверьев В.В., Вакин Е.А. Термальные поля вулканического массива Большой Семячик. — Бюл. вулканол. станций, 1966, № 42, с. 3—16.
6. Аверьев В.В., Набоко С.И., Пийн Б.И. Современный вулканизм Камчатки и минералообразование. — В кн.: Материалы к I Всесоюз. Конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960, с. 99—101.
7. Аверьев В.В., Белоусов В.И., Сугробов В.М. и др. Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 207 с.
8. Аверьев В.В., Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А. и др. Вулканизм и гидротермы Узон-Семячинского геотермального района на Камчатке. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 207—211.
9. Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А. К поведению ртуть в современном вулканическом процессе. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 249—253.
10. Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А., Унанова О.Г. Ртуть в современных гидротермах. — В кн.: Очерки геохимии ртуть, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1970, с. 70—80.
11. Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А., Волкова А.В., Шикина Н.Д. К вопросу о летучести ртути и ее соединений. — Геохимия, 1969, № 9, с. 251—260.
12. Апрельков С.Е. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки. — Геотектоника, 1971, № 2, с. 47—61.
13. Апрельков С.Е., Шеймович В.С. Древний вулкан Юго-Восточной Камчатки с современными гидротермальными проявлениями. — Бюл. вулканол. станций, 1964, № 36, с. 60—65.
14. Апродов В.А. Вулканы. М.: Мысль, 1982. 367 с.
15. Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В. О мантийном источнике рудного вещества и его роли в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 12—30.
16. Башарина Л.А. Исследование газообразных продуктов вулканов Ключевского и Шивелуч. — Бюл. вулканол. станций, 1949, № 16, с. 16—19.
17. Башарина Л.А. Наблюдения за деятельностью фумарол побочных кратеров вулканов Ключевского и Шивелуча в 1948—1949 гг. — Бюл. вулканол. станций, 1953, № 19, с. 51—59.
18. Башарина Л.А. Фумаролы вулкана Шивелуч в сентябре—декабре 1953 г. — Бюл. вулканол. станций, 1956, № 24, с. 21—27.
19. Башарина Л.А. Фумарольные газы вулканов Ключевского и Шивелуча. — Тр. Лаб. вулканол., 1958, вып. 13, с. 155—159.
20. Башарина Л.А. Вулканические газы на различных стадиях активности вулканов. — Тр. Лаб. вулканол., 1961, вып. 19, с. 69—79.
21. Башарина Л.А. Эксталяции побочных кратеров Ключевского вулкана на различных стадиях остывания лавы. — В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 169—227.
22. Башарина Л.А. Эксталяции кислых лав вулкана Безымянного. — В кн.:

- Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири. М.: Наука, 1964, с. 89–102.
23. Белоусов В.И. Вторичное минералообразование на Паужетском месторождении термальных вод. — В кн.: Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 93–101.
 24. Белоусов В.И. Геологическое строение Паужетского месторождения высокотермальных вод. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965, с. 23–30.
 25. Белоусов В.И., Сугробов В.М. Геологическая и гидрогеотермическая обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 5–22.
 26. Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугробова Н.Г. Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 23–57.
 27. Бескровный Н.С., Лобко В.А. Закономерности распространения углеводородных газов в современных гидротермальных системах Камчатки. — В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1977, с. 110–119.
 28. Болтакс Б.И. Диффузия в полупроводниках. — М.: Изд-во физ.-хим. литературы, 1961. 462 с.
 29. Борисов О.Г., Никитина И.Б. Состояние фуларол вулканов Шивелуча и Безымянного в 1960 г. — Бюл. вулканол. станций, 1962, № 33, с. 3–19.
 30. Бэррер Г. Диффузия в твердых телах: Пер. с англ. М.: Изд-во иностр. лит., 1948. 504 с.
 31. Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Мутновский геотермальный район на Камчатке. — В кн.: Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979, с. 36–46.
 32. Вакин Е.А., Кирсанов И.Т., Кирсанова Т.П. Термальные поля и горячие источники Мутновского вулканического района. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 85–114.
 33. Вакин Е.А., Кирсанов И.Т., Пронин А.Н. Активная воронка Мутновского вулкана. — Бюл. вулканол. станций, 1966, № 40, с. 25–35.
 34. Василевский М.М. Вулканизм, пропититизация и оруденение. М.: Недра, 1973. 278 с.
 35. Василевский М.М., Тарасенко Т.В., Харченко Ю.И., Кутыев Ф.Ш. Вулканы как индикаторы долгоживущих магматических и металлогенических центров (принципы металлогенического анализа и районирования). — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Владивосток, 1974, с. 167–174.
 36. Взаимосвязь разноглубинного магматизма. М.: Наука, 1982. 267 с.
 37. Власов Г.М. Тектоника Центрально-Камчатской вулканической зоны. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1964, т. XXXI, ч. 1, с. 416–433.
 38. Власов Г.М. Геологические аспекты проблемы геотермии. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 202–206.
 39. Власов Г.М., Василевский М.М. Гидротермально измененные породы Камчатки, их рудоносность и закономерность пространственного размещения. М.: Недра, 1964. 219 с.
 40. Влодавец В.И., Пийп Б.И. Каталог вулканов Камчатки. — Бюл. вулканол. станций, 1957, № 25, с. 5–95.
 41. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 512 с.
 42. Герасимовский В.И. Геохимия отдельных элементов. — В кн.: Исландия и Срединно-океанический хребет. М.: Наука, 1978, с. 55–147.
 43. Германов А.И. О возможности участия органического вещества в геохимических процессах, совершающихся в области новейшего и современного вулканизма. — Тр. Лаб. вулканол., 1961, вып. 19, с. 165–182.
 44. Голева Г.А. Гидрогеохимия рудных элементов. М.: Наука, 1977. 215 с.
 45. Голубев В.С., Шапанов В.Н. Динамика эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1974. 279 с.
 46. Горшков А.П. Глубинное строение вулкана Малый Семячик (Камчатка) по геофизическим данным: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. — Новосибирск, 1975. 23 с.
 47. Горшков Г.С. Первое историческое извержение вулкана Безымянного. — Бюл. вулканол. станций, 1956, № 24, 70 с.

48. Горшков Г.С. Каталог действующих вулканов Курильских островов. — Бюл. вулканол. станций, 1957, № 25, с. 96–178.
49. Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955–1963 гг.). М.: Наука, 1965. 171 с.
50. Горшков Г.С., Дубик Ю.М. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч. — В кн.: Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969, с. 3–15.
51. Грейтон Л. Природа рудообразующего флюида. М.; Л.: Гостеолиздат, 1946. 184 с.
52. Гущенко И.И. Извержения вулканов Мира (каталог). М.: Наука, 1979. 475 с.
53. Данилова С.Г., Эпельбаум М.Б. Диффузия воды в расплаве альбита. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1976, с. 61–64.
54. Данилова С.Г., Эпельбаум М.Б. Диффузия воды и щелочей в водно-альбитовом расплаве. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1977, с. 61–64.
55. Диксон Ф. Происхождение ореолов рассеяния ртuti. — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М.: Мир, 1971, с. 45–52.
56. Дубик Ю.М., Меньяйлов И.А. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного. — В кн.: Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969, с. 38–77.
57. Дуничев В.М., Ризнич И.И. Парогидротермы Горячего Пляжа (новые данные по результатам буровых работ 1966 г.). — Бюл. вулканол. станций, 1968, № 44, с. 60–64.
58. Иванов В.В. О происхождении и классификации современных гидротерм. — Геохимия, 1960, № 5, с. 443–450.
59. Иванов В.В. Генетическая классификация минерализованных вод земной коры. — В кн.: Вопросы гидрогеологии минеральных вод. М., 1977, с. 3–58.
60. Иванов В.В., Кононов В.И., Сугробов В.М. Основные закономерности формирования гидротерм областей современного вулканизма. — В кн.: Междунар. геол. конгр., XXIII сес., 1968; Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1968, с. 52–56.
61. Иванов И.З. Исследование газообразных продуктов побочных вулканов Ключевской сопки и Шивелуча. — Бюл. вулканол. станций, 1938, № 4, с. 13–18.
62. Иванов И.З. Газы и возгоны побочных вулканов Ключевской сопки. — Бюл. вулканол. станций, 1941, № 9, с. 9–10.
63. Ионов В.А., Назаров И.М., Фурсов В.З. Перенос ртuti в атмосфере. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 2, с. 456–459.
64. Каменский И.Л., Лобков В.А., Прасолов Э.М. и др. Компоненты верхней мантии Земли в газах Камчатки (по изотопам He, Ne, Ar, C). — Геохимия, 1976, № 5, с. 682–695.
65. Кирсанов И.Т., Серафимова Е.К., Марков И.А. Главный и побочные кратеры Ключевского вулкана в 1966–1968 гг. — Бюл. вулканол. станций, 1970, № 46, с. 33–41.
66. Кирсанова Т.П. Вулкан Шивелуч в 1966–1967 гг. — Бюл. вулканол. станций, 1970, № 46, с. 29–32.
67. Кирсанова Т.П., Верасова Л.П., Юрова Л.М., Таран Ю.А. Фумарольная активность вулканов Шивелуч и Кизимен в 1979–1980 гг. — Вулканология и сейсмология, 1983, № 3, с. 33–42.
68. Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 220–234.
69. Кравцов А.И. Геология и геохимия природных газов современных вулканов и зон глубинных разломов. — В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1977, с. 120–126.
70. Кузнецов В.А. Месторождения ртuti. — В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1978, т. 2, с. 285–325.
71. Кузнецов В.А., Оболенский А.А. Вопросы генезиса ртутных месторождений и проблема источников рудного вещества. — Геология и геофизика, 1970, № 4, с. 44–56.
72. Кулешов Б.А., Копытин В.И., Приставко В.А. Ртуть в некоторых оловорудных месторождениях Северо-Востока СССР. — Геохимия, 1984, № 4, с. 91–100.
73. Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Физические свойства магматических расплавов. М.: Наука, 1979. 199 с.

74. *Лебедев Л.М.* Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М.: Наука, 1965. 311 с.
75. *Леонов В.П.* Геологическое строение Мутновского геотермального месторождения. — В кн.: Геотермические, геохимические и геолого-структурные методы исследований геотермальных месторождений. М.: Наука, 1986.
76. *Леонова Л.Л.* Геохимические характеристики основных и кислых вулканитов Узон-Гейзерной депрессии. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 51—60.
77. *Леонова Л.Л.* Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки. — Геохимия, 1979, № 2, с. 179—197.
78. *Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрий Б.О.* Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977, 213 с.
79. *Литасов Н.Е., Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н. и др.* Паужетская вулканотектоническая структура. — В кн.: Вулканы и геотермальные системы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 19—46.
80. *Лоншаков Е.А.* Ряды вулканотектонических структур и структурно-вещественные парагенезисы Южной Камчатки. — Бюл. вулканол. станций, 1979, № 57, с. 79—91.
81. *Мазурин О.В., Стрельцина М.В., Швайко-Швайковская Т.В.* Свойства стекол и стеклообразующих расплавов, справочник. М.: Наука, 1973. 430 с.
82. *Маракушев А.А., Безмен Н.И.* Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М.: Наука, 1972. 229 с.
83. *Маренина Т.Ю.* Геолого-петрографический очерк Мутновского вулкана. — Тр. Лаб. вулканол., 1950, вып. 12, 52 с.
84. *Мархинин Е.К.* Вулканы острова Кунашир. — Тр. Лаб. вулканол., 1959, вып. 17, с. 64—155.
85. *Мархинин Е.К., Башарина Л.А., Борисов О.Г. и др.* Изучение состояния вулканов Ключевской группы и вулкана Шивелуч в 1958—1959 гг. — Бюл. вулканол. станций, 1961, № 31, с. 31—16.
86. *Масуренков Ю.П., Комкова Л.А.* Геодинамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса. М.: Наука, 1978. 274 с.
87. *Масуренков Ю.П., Егоров О.Н., Алискеров А.А. и др.* Соотношение вулканизма, плутонизма и гидротермальной деятельности в ходе развития купольных структур. — В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968, с. 110—111.
88. *Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н. и др.* История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 438 с.
89. *Меняйлов И.А.* Фумарольные газы пирокластических потоков вулканов Безымянного и Катмаи. — В кн.: Вулканы и извержения. М.: Наука, 1968, с. 78—81.
90. *Меняйлов И.А.* Вулканические газы на различных стадиях вулканической активности. — В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1977, с. 126—140.
91. *Меняйлов И.А., Никитина Л.П.* Вулканы Северной Камчатки в 1962—1963 гг. — Бюл. вулканол. станций, 1964, № 37, с. 21—32.
92. *Меняйлов И.А., Никитина Л.П.* Экзгаляции вулканов Северной Камчатки в 1964 г. — Бюл. вулканол. станций, 1966, № 40, с. 14—24.
93. *Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н.* Геохимические особенности эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 234 с.
94. *Мухин Л.М., Пономарев В.В.* Синтез и эволюция органического вещества в вулканах и гидротермах. — В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1977, с. 104—110.
95. *Набоко С.И.* Газы и температура фумарол Туиы в 1938 г. — Бюл. вулканол. станций, 1939, № 7, с. 24—27.
96. *Набоко С.И.* Извержение Билиюка, побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 г. — Тр. Лаб. вулканол., 1947, вып. 5, 134 с.
97. *Набоко С.И.* Новый побочный кратер Ключевского вулкана, прорвавшийся в октябре 1946 г. — Бюл. вулканол. станций, 1949, № 16, с. 12—16.
98. *Набоко С.И.* Вулканические эксгаля-

- ции и продукты их реакций. — Тр. Лаб. вулканол., 1959, вып. 16, 294 с.
99. *Набоко С.И.* Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. — Тр. Лаб. вулканол., 1961, вып. 19, с. 12–23.
 100. *Набоко С.И.* Условия современного гидротермального метаморфизма вулканических пород. — Сов. геология, 1962, № 1, с. 131–145.
 101. *Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.
 102. *Набоко С.И.* Закономерности минералообразования в современных гидротермальных системах мира. — В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964, с. 253–257.
 103. *Набоко С.И.* Современные гидротермальные процессы и их связь с тектонической активностью. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 155–166.
 104. *Набоко С.И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1980. 198 с.
 105. *Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Гидротермальные минералы Горячего Пляжа (о. Кунашир). — В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970а, с. 48–71.
 106. *Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Современная рудная минерализация в кальдере Узон на Камчатке. — Докл. АН СССР, 1970б, т. 191, № 3, с. 684–687.
 107. *Набоко С.И., Пийп Б.И.* Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм (Камчатка). — Тр. Лаб. вулканол., 1961, вып. 19, с. 99–114.
 108. *Набоко С.И., Филькова Е.М.* Вертикальная зональность в гидротермальных глинах Паужетки. — Бюл. вулканол. станций, 1966, № 41, с. 31–34.
 109. *Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.Л.* Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965 с. 76–118.
 110. *Набоко С.И., Дуничев В.М., Главатских С.Ф., Ризнич И.И.* Геологическое строение и метасоматический эффект области разгрузки термальных вод месторождения Горячий Пляж. — В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969, с. 47–80.
 111. *Новохаатский И.А., Есин О.А., Чумарев С.К.* О механизме диффузии водорода в шлаках. — Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 4, с. 868–870.
 112. *Оболенский А.А.* Физико-химические условия образования ртутных месторождений. — В кн.: Металлогения ртuti. М.: Недра, 1976, с. 68–77.
 113. *Оболенский А.А., Борисенко А.С., Оболенская Р.В.* Природа гидротермальных растворов и источники рудного вещества эпитермальных месторождений ртuti, сурьмы и мышьяка. — В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 42–47.
 114. *Овчинников А.М.* О гидрогеологическом изучении гидротермальных процессов. — Тр. Лаб. вулканол., 1961, вып. 19, с. 45–52.
 115. *Огородов Н.В., Кожемьяка Н.Н., Ваджеевская А.А., Огородова А.С.* Вулканы и четвертичный вулканизм Среднего хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. 190 с.
 116. *Огородова А.С.* Современная рудная минерализация в районе Южно-Камбальных паровых струй (Камчатка). В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 305–308.
 117. *Озерова Н.А.* О дегазации ртuti из глубин Земли. — В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977, с. 15–35.
 118. *Озерова Н.А.* Ртутная дегазация Земли. — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 2, с. 450–453.
 119. *Озерова Н.А.* "О ртутном дыхании Земли". — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980, с. 273–274.
 120. *Озерова Н.А., Добровольская М.Г.* Об образовании ртутной минерализации на вулкане Менделеева. — Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 3, с. 652–655.
 121. *Озерова Н.А., Лебедев Л.М.* Ртутные источники Апапель на Камчатке. — В кн.: Очерки геохимии ртuti, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1970, с. 49–64.
 122. *Озерова Н.А., Пиковский Ю.И.* Ртуть в углеводородных газах. — В кн.: Геохимия процессов рудообразования. М.: Наука, 1982, с. 27–30.

123. *Озерова Н.А., Унанова О.Г.* О распределении ртути в лавах действующих вулканов Камчатки и Курильских островов. — Геология рудн. месторожд., 1965, № 1, с. 58–74.
124. *Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х., Добровольская М.Г.* Современное ртутное рудообразование на вулкане Менделеева. — Геология рудн. месторожд., 1969, № 5, с. 17–33.
125. *Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х., Добровольская М.Г.* О современном образовании ртутной минерализации в Курило-Камчатской вулканической области. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 293–299.
126. *Озерова Н.А., Балицкий В.С., Комова В.В. и др.* О поведении ртути и сурьмы в современных парогидротермах Курило-Камчатской вулканической зоны. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 97–102.
127. *Озерова Н.А., Бородаев Ю.С., Кирсанова Т.П., Дмитриева М.Т.* Ртуть-содержащий пирит из Двухюрточных термальных источников на Камчатке. — Геология рудн. месторожд., 1970, № 1, с. 73–78.
128. *Озерова Н.А., Добровольская М.Г., Дудыкина А.С.* К вопросу об условиях формирования ртутно-колчеданной залежи вулкана Менделеева. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 317–325.
129. *Озерова Н.А., Лебедев Л.М., Виноградов В.И. и др.* Некоторые минералогическо-геохимические особенности современного ртутно-сурьмяного рудообразования. — В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М.: Наука, 1973, с. 50–93.
130. *Озерова Н.А., Набоко С.И., Виноградов В.И.* Ртутно-сурьмяно-мышьяковая минерализация современных гидротерм Камчатки и Курильских островов. — Геология и геофизика, 1970, № 1, с. 3–9.
131. *Озерова Н.А., Пиковский Ю.И., Багдасарова М.В., Груздева М.А.* Ртутность углеводородных газов. — В кн.: Органическая геохимия нефти, газов и органического вещества докембрия. М.: Наука, 1981, с. 59–64.
132. Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 208 с.
133. *Пийп Б.И.* Термальные ключи Камчатки. — Тр. СОПС АН СССР. Сер. Камчатская, 1937, вып. 2, 268 с.
134. *Пийп Б.И.* Состояние действующих вулканов Северной Камчатки с мая 1950 г. по октябрь 1951 г. Состояние действующих вулканов Северной Камчатки с ноября 1951 г. по октябрь 1952 г. — Бюл. вулканол. станций, 1954а, № 21, с. 6–13.
135. *Пийп Б.И.* Образование нового побочного кратера Белянкина. — Бюл. вулканол. станций, 1954б, № 22, с. 6–7.
136. *Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом. — Тр. лаб. вулканол., 1956а, № 11, 308 с.
137. *Пийп Б.И.* Состояние действующих вулканов Северной Камчатки в 1954 г. — Бюл. вулканол. станций, 1956б, № 24, с. 14–20.
138. *Пиковский Ю.И., Башкиров А.Х., Новак Ф.И.* О каталитической активности некоторых осадочных горных пород и синтеза углеводородов из окиси углерода и водорода. — Докл. АН СССР, 1965, т. 161, № 4, с. 947–948.
139. *Пилипенко Г.Ф.* Гидрохимическая характеристика Узонской термоаномалии. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 83–109.
140. *Поярков В.Э.* О некоторых общих закономерностях распространения ртутных месторождений. — Вестн. АН КазССР, 1966, № 2.
141. *Поярков В.Э.* О методике оценки перспектив ртутной рудоносности в новых районах. — В кн.: О поисках, разведке и оценке ртутных месторождений. Алма-Ата: Изд-во Каз.ИМС, 1967.
142. *Рябконов С.М.* Морфологические типы кристаллов пирита в осадочно-вулканогенных породах среднего Приднепровья. — В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1976, вып. 10, с. 46–51.
143. *Сауков А.А., Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А.* Очерки геохимии ртути. М.: Наука, 1972. 335 с.
144. *Селяншин О.Б.* Эволюция кальдерного комплекса, ритмичности и направленности вулканического процесса в Карымской группе вулканов, Камчатка. — В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977, с. 187–200.

145. *Серафимова Е.К.* Особенности химического состава фумарольных газов Мутновского вулкана. — Бюл. вулканол. станций, 1966, № 42, с. 56–65.
146. *Серафимова Е.К.* Фумарольная деятельность вулкана Безымянного в 1966–1967 гг. — Бюл. вулканол. станций, 1971, № 47, с. 21–28.
147. *Сереев К.Ф.* Тектоника Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 237 с.
148. *Слезин Н.Б., Федотов С.А.* Физические характеристики извержения. — В кн.: Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984, с. 143–177.
149. *Слободской Р.М.* Элементо-органические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1981. 133 с.
150. *Сорокин В.И., Груздев В.С.* Растворимость ртути в воде и проблема переноса металлов в гидротермальных условиях в виде паров элементов. — В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975, с. 199–203.
151. *Сорокин В.И., Алехин Ю.В., Дадзе Т.П.* Растворимость ртути в системах $Hg-H_2O$, $Hg-S-(Cl)-H_2O$ и формы ее существования в сульфидообразующих термальных водах Камчатки и о-ва Кунашир. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1978, вып. VIII, с. 133–149.
152. *Степанов И.И. (авт.).* А. с. № 905784 (СССР). Устройство для определения количества ртути в горных породах/Авт. И.И. Степанов. — Оpubл. в Б. И., 1982, № 6.
153. *Степанов И.И., Рудковский А.А., Фурсов В.З.* Сорбент из металлического золота для анализа ртути в геохимических пробах атомно-абсорбционным методом. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1969, № 3, с. 84–86.
154. *Сугробов В.М.* Химический состав термальных вод, вскрываемых скважинами. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965, с. 64–75.
155. *Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г.* Температура в недрах Паужетского месторождения по данным разведочных скважин. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965, с. 31–42.
156. *Таран Ю.А., Новак Ф.И., Антошук И.А., Башкиров А.К.* Каталитические свойства вулканогенных пород в синтезе углеводородов из окиси углерода и водорода. — Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 5, с. 1158–1160.
157. *Троицкий А.Н.* О химической природе продуктов возгона паразитических кратеров Ключевского вулкана. — Изв. ГРГО, 1937, т. 69, вып. 3, с. 439–442.
158. *Трухин Ю.П.* Некоторые закономерности современного гидротермального процесса: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1971. 35 с.
159. *Трухин Ю.П., Петрова В.В.* Геохимический эффект гидротермального метасоматоза и изменение состава термальных растворов во времени (на примере Больше-Банного геотермального месторождения на Камчатке). — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 191–201.
160. *Трухин Ю.П., Петрова В.В.* Некоторые закономерности современного гидротермального процесса. М.: Наука, 1976. 179 с.
161. *Трухин Ю.П., Шувалов Р.А.* К вопросу об источнике бора в гидротермальных растворах областей активного вулканизма. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса (тез. IV Всесоюз. вулканол. совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 120–121.
162. *Трухин Ю.П., Шувалов Р.А.* Геодинамика, эволюция вулканизма в четвертичное время и современный гидротермальный процесс (на примере Камчатки): III Сов.-Япон. симпозиум по геодинамике и вулканизму зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новоалександровск, 1976. 34 с.
163. *Трухин Ю.П., Шувалов Р.А.* Вероятный источник флюидов, формирующих современные гидротермы Камчатки. — В кн.: Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Иркутск, 1977, с. 44.
164. *Трухин Ю.П., Шувалов Р.А.* Эволюция вулканизма в четвертичное время и современный гидротермальный процесс (Камчатка). — В кн.: Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1978, с. 113–120.
165. *Трухин Ю.П., Шувалов Р.А.* Современ-

- ный гидротермальный процесс в эволюции вулканизма. М.: Наука, 1979. 135 с.
166. *Трухин Ю.П., Шувалов Р.А.* Окислительно-восстановительные реакции, процессы газогенерации и вторичный разогрев на шкаловых конусах. — В кн.: Большое трещинное Толбачинское извержение (1975–1976 гг., Камчатка). М.: Наука, 1984, с. 356–370.
 167. *Трухин Ю.П., Серафимова Е.К., Шувалов Р.А.* Окислительно-восстановительные реакции и температурные неоднородности поверхности шлаковых конусов. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 6, с. 33–42.
 168. *Трухин Ю.П., Степанов И.И., Шувалов Р.А.* Ртуть в современном гидротермальном процессе. — Вулканология и сейсмология, 1983, № 6, с. 50–63.
 169. *Уайт Д.Е.* Термальные воды вулканического происхождения. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 78–100.
 170. *Уайт Д.Е.* Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 479–529.
 171. *Уайт Д.Е., Уоринг Дж.А.* Вулканические эманации. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 9–48.
 172. *Федорчук В.П.* О некоторых закономерностях формирования ореола прямых рудных индикаторов ртутных залежей. — Геохимия, 1961, № 10, с. 911–919.
 173. *Федорчук В.П.* Геология ртути. М.: Недра, 1984. 270 с.
 174. Физико-химические свойства окислов (справочник). М.: Изд-во иностр. лит., 1978. 480 с.
 175. *Фурсов В.З.* Ртуть — индикатор при геохимических поисках рудных месторождений. М.: Недра, 1978. 142 с.
 176. *Фурсов В.З., Степанов И.И.* О возможности определения формы нахождения ртути в горных породах и рудах путем возгонки при разных температурах. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1967, № 2, с. 91–92.
 177. *Хитаров Н.И., Лебедева Е.Б., Венецианов Е.В., Дорфман А.М.* Диффузия воды в расплаве кремнезема. — Геохимия, 1975, № 8, с. 1190–1203.
 178. *Ходаковский И.Л., Попова М.Я., Озерова Н.А.* О формах переноса ртути в гидротермальных растворах. — В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977, с. 86–118.
 179. *Черницын В.Б., Кирикилица С.И., Округин В.М. и др.* Новые данные о нахождении ртути в продуктах современного вулканизма и четвертичных рудных месторождений Камчатки. — Геология рудных месторождений, 1980, № 4, с. 97–102.
 180. *Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш., Петров В.С.* Вулкан Кизимен. — Бюл. вулканол. станций, 1973, № 49, с. 29–35.
 181. *Шанцер А.Е., Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В.* Денудационно-вулканогенно-тектонические горы. — В кн.: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974, с. 142–162.
 182. *Шарапов В.Н., Голубев В.С.* Динамика взаимодействия магм с породами. Новосибирск: Наука, 1976. 236 с.
 183. *Шарапов В.Н., Симбирев И.Б., Третьяков Г.А. и др.* Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки. Новосибирск: Наука, 1979. 152 с.
 184. *Шеньо М.* Вулканические газы Этны (Сицилия). — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 58–60.
 185. *Шеньо М., Тазиев Г., Фабр Р.* Состав вулканических газов постоянного лавового озера вулкана Нирагонго (Конго, Леопольдвиль). В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 49–52.
 186. *Шикина Н.Д.* Изучение роли сероводорода и углекислоты в переносе ртути гидротермальными растворами. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1981. 22 с.
 187. *Эпельбаум М.Б., Чехмир А.С., Лютов В.С.* Коэффициенты диффузии SiO_2 , MgO и CaO в водно-альбиновом расплаве при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 500$ атм и $1000\text{--}1100^\circ\text{C}$. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 4, с. 965–968.
 188. *Эпельбаум М.Б., Перисков Э.С., Чехмир А.С., Бухтияров П.Г.* Методика исследования диффузионной подвижности водорода в алюмосиликатных

- расплавах при высоких давлениях. — В ан.: Современная техника и методы экспериментальной минералогии (рез, докл.). Черноголовка. М.: Наука, 1983, с. 54–55.
189. *Bell T., Hetherington G., Jack K.H.* Water in vitreous silica. Pt 2. Some aspects of hydrogen water-silica equilibrium. — Phys. and Chem. Glasses, 1962, vol. 3, N 5, p. 141–146.
 190. *Doremus R.H.* Diffusion of oxygen from contacting bubbles in molten glass. — J. Amer. Soc., 1960, vol. 43, N 12, p. 655.
 191. *Hetherington G., Jack K.H.* Water in vitreous silica. Pt 1. Influence of "water" content on the properties of vitreous silica. — Phys. and Chem. Glasses, 1962, vol. 3, N 4, p. 129–133.
 192. *Klusman R.W., Landress R.A.* Mercury in soils of the Long Valley, California. — J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1975, vol. 5, N 1, p. 1–2, 49–65.
 193. *Koros P.G., King T.B.* The selfdiffusion of lime-silica-alumina slag. — Trans. Met. Soc. AIME, 1962, vol. 224, N 2, p. 299–306.
 194. *Matsuo S.* On the chemical nature of fumarolic gases of volcano Shawa-shinzan, Hokkaido, Japan. — J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1961, vol. 9, N 1, p. 80–100.
 195. *Moulson A.E., Roberts J.P.* Water in silica glass. — Trans. Faraday Soc., 1961, vol. 1, pt 7, p. 1208–1216.
 196. *Phelps D., Buseck P.R.* Distribution of soil mercury and the development of soil mercury anomalies in the Yellowstone geothermal area, Wyoming. — Econ. Geol., 1980, vol. 75, p. 730–741.
 197. *Shaw H.R.* Obsidian-H₂O viscosities at 1000 and 2000 bars in temperature range 700° to 900°C. — J. Geophys. Res., 1963, vol. 68, N 23, p. 6337–6343.
 198. *Shaw H.R.* Diffusion of H₂O in granitic liquids. Pt 1. Experimental data. Pt 2. Mass transfer in magma chambers. — In: Geochemical transport and kinetics. Pap. conf. Airlie House/Ed. by A.W. Hofmann et al. Warrenton (Va), 1973.
 199. *Sigvaldason G.E., Elisson G.* Collection and analysis of volcanic gases at Surtsey, Iceland. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, t. 2, N 6.
 200. *Sigvaldason G.E., White D.E.* Hydrothermal alteration of rocks in two drillholes at Steamboat Springs, Washoe County, Nevada. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1961, N 424-D, p. 116–122.
 201. *Sigvaldason G.E., White D.E.* Hydrothermal alteration in drillholes GS-5 and GS-7 Steamboat Springs, Nevada. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1962, N 450-D, p. 113–117.
 202. *Tomlinson J.W.* A note on the solubility of water in molten sodium silicate. — J. Soc. Glass Technol., 1959, vol. 40, N 192, p. 25–31.
 203. *White D.E., Hinkle M.E., Barnes J.* A contents of mercury in natural thermal and mineral fluids. — Mercury in the environment. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1970, N 713, p. 25–28.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1	
РТУТЬ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА	5
Определение содержания ртути в горных породах	8
Ртуть в вулканических породах вулканического центра Малый Семьячик	13
Ртуть в вулканических породах Узон-Гейзерной депрессии и вулкана Большой Семьячик	19
Ртуть в эффузивных и пирокластических породах вулкана Ксудач	21
Ртуть в эффузивных и пирокластических породах вулкана Ходутка. Мутновский, Фусса, Менделеева и хр. Камбального	29
Обсуждение результатов	33
Глава 2	
РТУТЬ В МАГМАТИЧЕСКИХ И ФУМАРОЛЬНЫХ ГАЗАХ ВУЛКАНОВ	34
Газы и конденсаты расплавов базальтов Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ)	35
Газы и конденсаты вулкана Мутновского	38
Газы и конденсаты лавовых озер вулканов Килауза и Нирагонго	40
Газы и конденсаты вулкана Сюртсей (Исландия)	41
Газы и конденсаты вулкана Ключевская сопка	41
Газы и конденсаты вулкана Безымянного	42
Газы и конденсаты вулкана Шивелуч	50
Газы и конденсаты вулканов Алаид и Тятя (Курильские острова)	56
Газы и конденсаты некоторых вулканов США, Японии, Новой Зеландии, Исландии, Италии	58
Некоторые сведения о естественных конденсатах вулканических газов вулканов Камчатки и Курильских островов	62
Окклюдированные газы вулканических пород	63
H_2 , H_2S , ΣS^0 , SO_2 , SO_3 , HCl , Hg , V в вулканических газах, конденсатах и окклюдированных газах	68
Некоторые особенности процессов дегазации магм	72
Диффузия воды и водорода в водносиликатных расплавах	74
Диффузионная проницаемость стекол для H_2 , O_2 , H_2O	75
Диффузионная дегазация лавовых потоков	77
Диффузионная дегазация магматических очагов	82
Пузырение и неравновесная дегазация	85
Некоторые вопросы форм переноса ртути	87
Ртуть в процессах дегазации магматических очагов и лавовых потоков	93
Глава 3	
РТУТЬ В ГИДРОТЕРМАХ	96
Гидротермы Кроноцкого полуострова	102
Гидротермы Кроночко-Гамченского участка грабен-синклинали Восточной Камчатки	103
Гидротермы Узон-Карымского участка грабен-синклинали Восточной Камчатки	105
Гидротермы Авачинско-Жупановского участка грабен-синклинали Восточной Камчатки	107

Гидротермы Начикинской зоны поднятий	108
Гидротермы грабен-синклинали Южной Камчатки	109
Гидротермы грабен-синклинали Срединного хребта	110
Гидротермы о-ва Кунашир (Курильские острова)	112
Ртуть в гидротермах	120

Глава 4

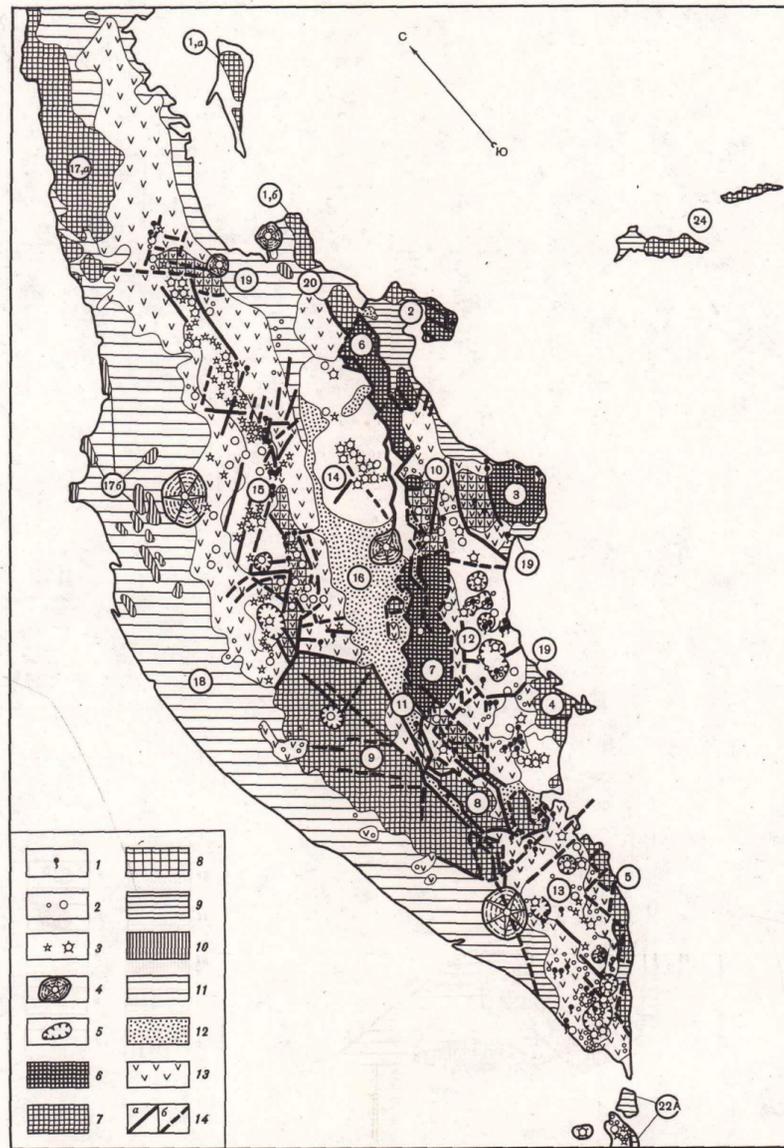
РТУТЬ НА ТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЯХ И В НЕДРАХ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТО- РОЖДЕНИЙ	127
Паужетское геотермальное месторождение	128
Геотермальное месторождение Горячий Пляж	131
Мутновское геотермальное месторождение	136
Ртуть в недрах геотермальных месторождений	140
Ртуть на термальных полях	151
Потоки ртути через земную поверхность	158
Ртутнометрическая съемка и первичные ореолы ртути Северо-Мутновского высокотемпературного геотермального месторождения	159
Ртуть, медь, цинк, свинец в измененных породах	163

Глава 5

РТУТЬ В ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРО- ЦЕССАХ	166
Вулкано-плутонические ассоциации верхнемелового-палеогенового возраста	166
Вулкано-плутонические и плутонические ассоциации олигоцен-миоценового возраста	169

Глава 6

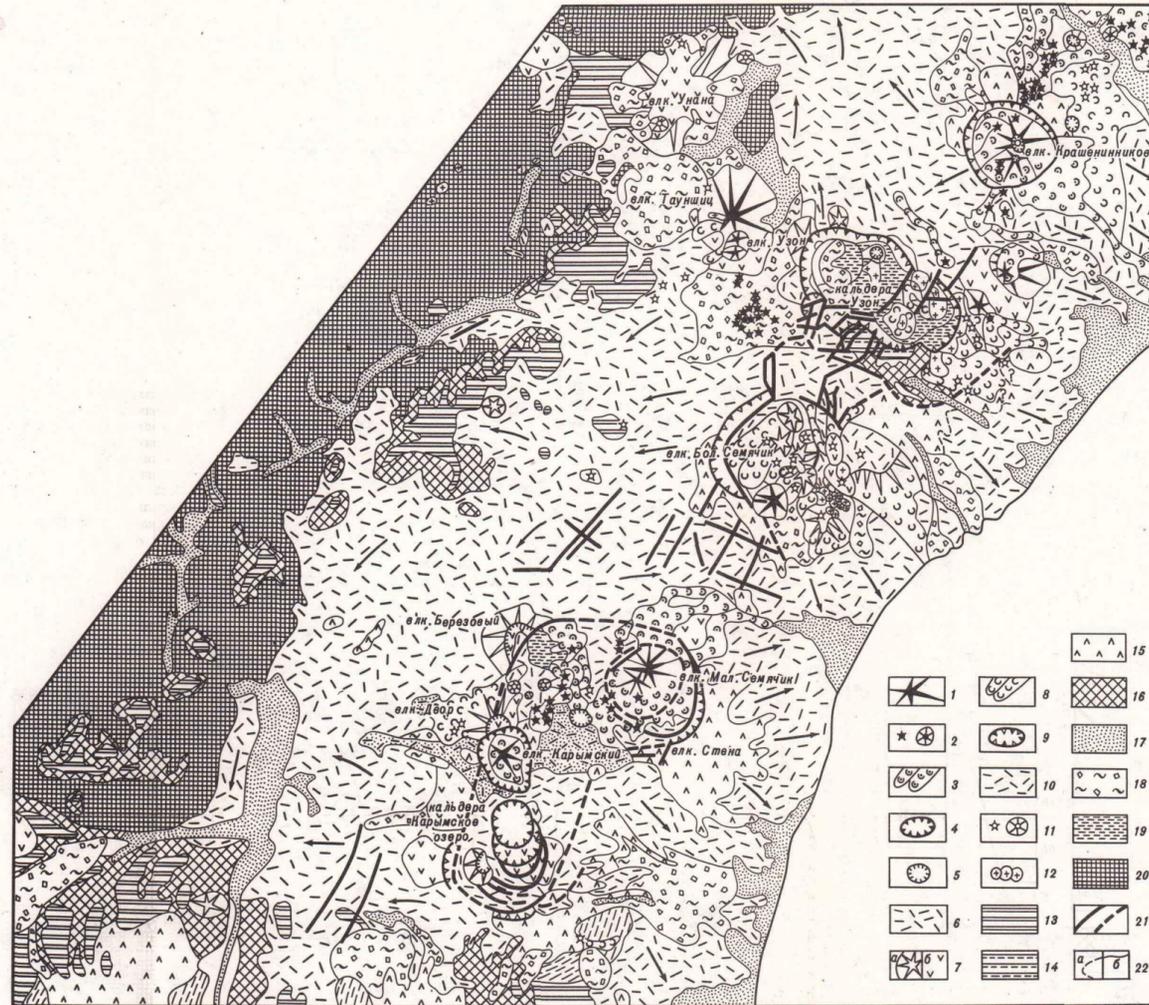
ВОПРОСЫ АССОЦИИ АНОМАЛИЙ РТУТИ И УГЛЕВОДОРОДОВ В СОВРЕМЕННОМ ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ	174
Экспериментальное моделирование окислительно-восстановительных реакций и процессов газогенерации при взаимодействии вода – базальт	175
Обсуждение результатов	181
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	184
ЛИТЕРАТУРА	189



Р и с. 12. Распределение зон разгрузки гидротерм в современной морфоструктуре Камчатки [схема современной морфоструктуры Камчатки по И.В. Мелекесцеву и др.] [88]

1 — зоны разгрузки гидротерм; 2—4 — вулканы: 2 — четвертичные, 3 — позднечетвертичные, 4 — шитовые; 5 — кальдеры; вулканотектонические депрессии; 6—8 — денудационно-тектонические горы горстовых и горстантиклинальных поднятий; 9 — участки интенсивных (и средних по интенсивности) дифференцированных поднятий; 10 — участки медленных поднятий; 11 — участки дифференцированных поднятий; 12 — участки медленных поднятий; 13 — аккумулятивно-тектонические поднятия, характеризующиеся малыми скоростями тектонических движений; 14 — крупнейшие разломы (а — установленные, б — предполагаемые)

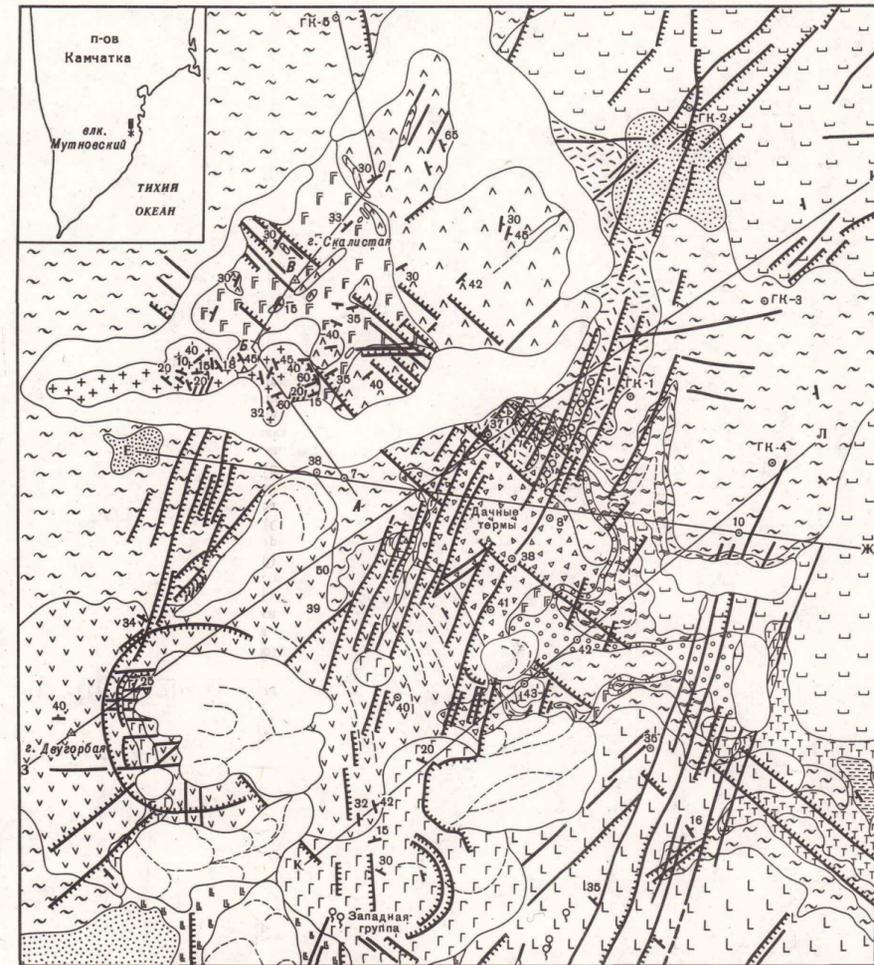
Арабскими цифрами (в кружках) на схеме обозначены: 1—5 — горстовые и горстантиклинальные хребты Восточного побережья Камчатки; 1, а и 1, б — поднятие о-ва Карагинского, п-ова Озерного, 2 — п-ова Камчатского мыса, 3 — Кроноцкого полуострова, 4 — п-ова Шипунского, 5 — Юго-Восточной Камчатки; 6—8 — горстовые и горстантиклинальные поднятия системы Восточного хребта: 6 — хр. Кумрок, 7 — хр. Валагинского, 8 — хр. Ганальского; 9 — Малкинский свод; 10, 11 — аккумулятивно-тектонические поднятия хр. Тумрок и северной части хр. Ганальского; 12—15 — вулканические горы и равнины современных грабен-синклиналей: 12 — Восточной Камчатки, 13 — Южной Камчатки, 14 — Центральной Камчатской депрессии, 15 — Среднего хребта; 16 — Центральная Камчатская депрессия; 17 и 20 — низкорослые денудационно-тектонические массивы; 17, а и 17, б — Тигильско-Паланская система поднятий, 20 — Хавывинская возвышенность; 18, 19 — цокольные равнины: 18 — Западной Камчатки, 19 — Восточной Камчатки



Р и с. 14. Геоморфологическая схема Карымского Узонского участка грабен-синклинали Восточной Камчатки [по И.В. Мелекесцеву и др.] [88]

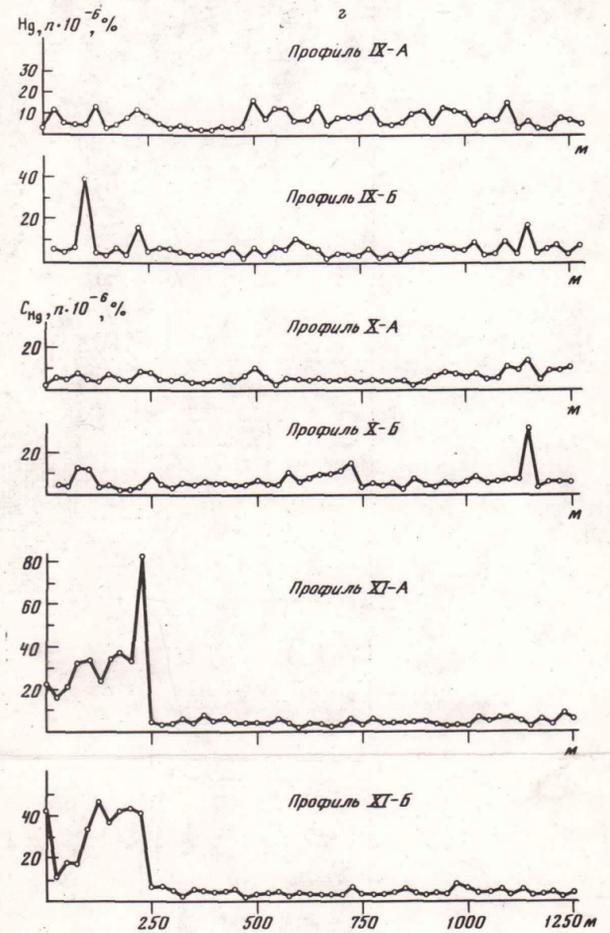
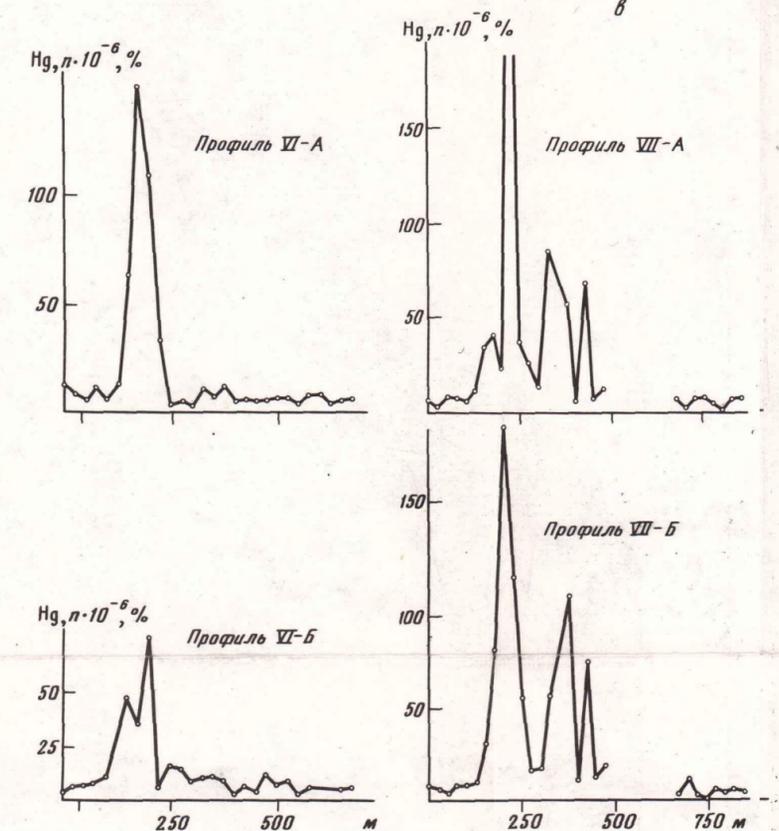
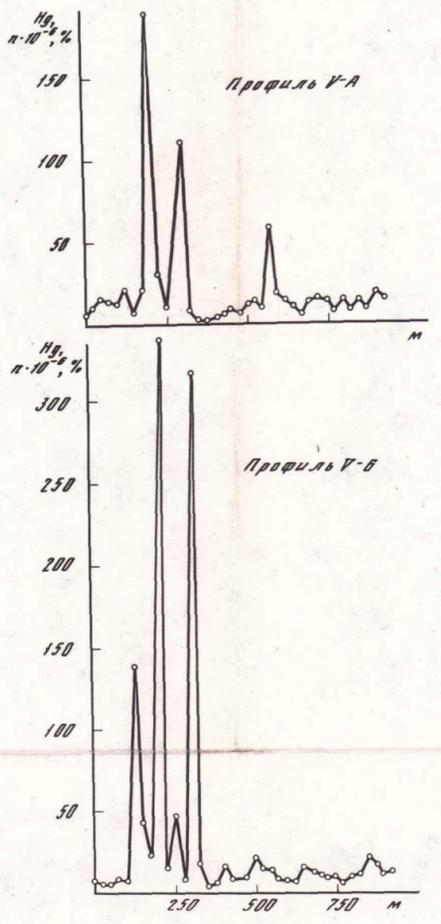
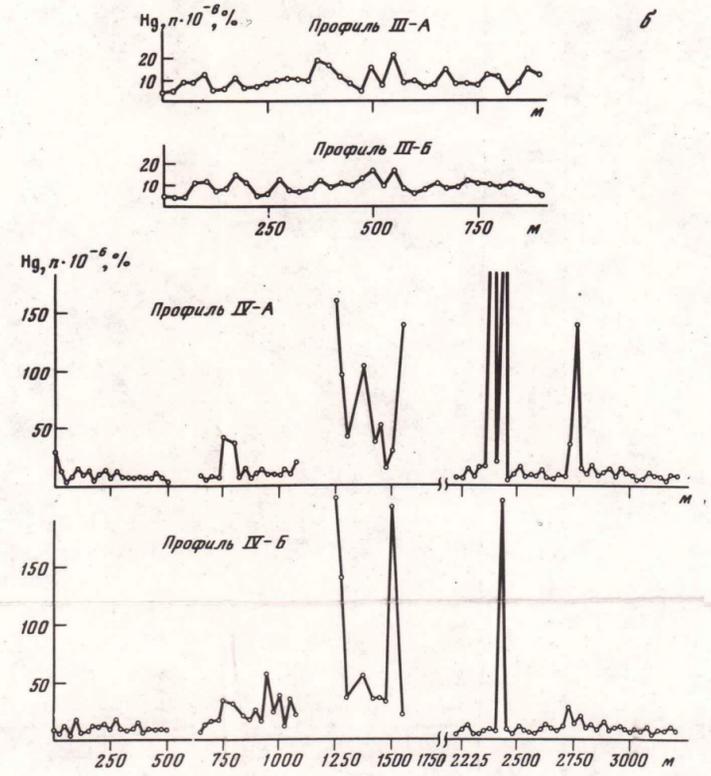
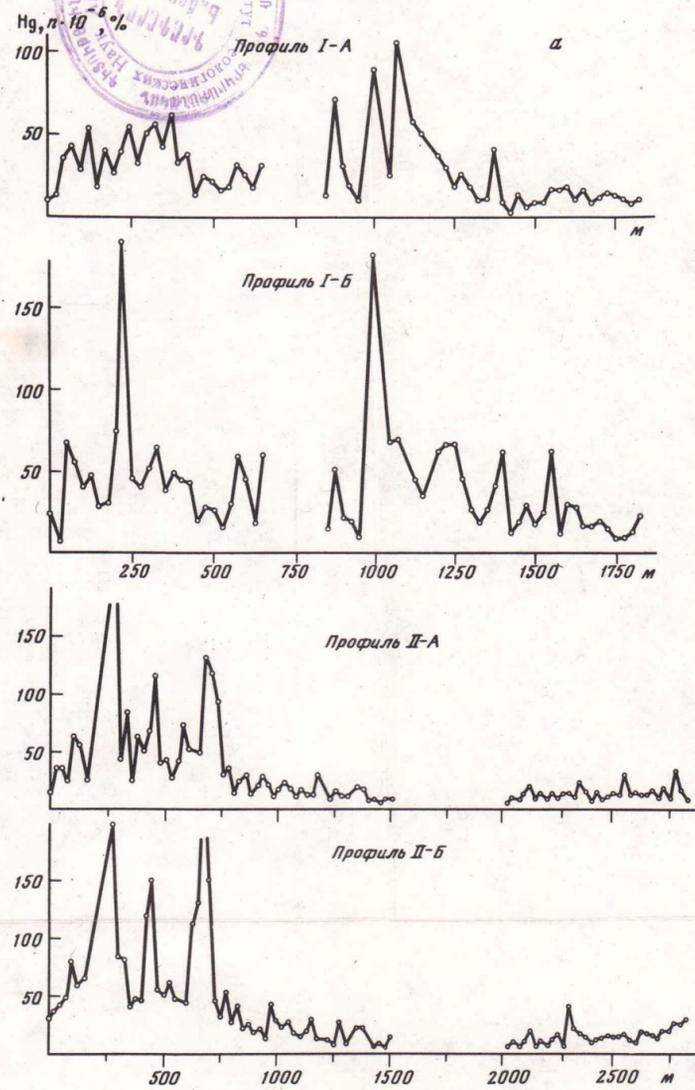
1 — хорошо сохранившиеся и слабо разрушенные стратовулканы позднеплейстоцен-голоценового возраста; 2 — шлаковые и лавовые конусы позднеплейстоцен-голоценового возраста; 3 — лавовые потоки и лавовые равнины позднеплейстоцен-голоценового возраста; 4 — голоценовые кальдеры; 5 — кратеры и маары; 6 — пемзовые пирокластические потоки голоценового возраста; 7 — стратовулканы средне-верхнеплейстоценового возраста разной степени сохранности: а — сохранившиеся участки, б — разрушенные; 8 — лавовые потоки и равнины средне-верхнеплейстоценового возраста; 9 — средне-верхнеплейстоценовые кальдеры; 10 — средне-верхнеплейстоце-

новые пирокластические покровы; 11 — мелкие вулканические образования средне-верхнеплейстоценового возраста; 12 — экструзивные куполы; 13 — лавовые плато верхнеплейстоцен-нижнеплейстоценового возраста; 14 — вулканические плато среднеплейстоценового возраста; 15 — фрагменты сильно разрушенных ниже-среднеплейстоценовых вулканических построек; 16 — участки вулканогенно-тектонического рельефа; 17 — аккумулятивные позднеплейстоцен-голоценовые равнины; 18 — морены второй фазы верхнеплейстоценового оледенения; 19 — днища спущенных кальдерных озер; 20 — участки денудационно-тектонического рельефа; 21 — разломы: а — выраженные в рельефе, б — предполагаемые; 22 — границы: а — установленные, б — предполагаемые



Р и с. 18. Схематическая геологическая карта района Мутновского месторождения парогидротерм

1 — обвално-осыпные и коллоидальные отложения (Q_4); 2 — пемзовые туфы перевалов (Q_4); 3 — риолиты поздней фазы кислого вулканизма вулкана Скалистого (Q_3^4); 4 — базальты дайковой серии и вулкана Плоского (Q_3^4); 5 — базальты, андезиты, андезиты вулкана Мутновского (Q_3^4); 6 — игнимбриты трещинных ареальных извержений и вулкана Горелого (второй фазы) (а) и пемзовые туфы района Дачных терм (б) (Q_3^3); 7 — андезиты, дациты, риолиты (а), базальты (б), их туфы и туфобрекчи (в) вулкана Двугорбого (Q_2-3); 8 — андезиты, дациты, риолиты ранней фазы кислого вулканизма вулкана Скалистого (Q_2-3); 9 — базальты, андезиты-базальты, их туфы и туфобрекчи вулкана Скалистого (Q_2-3); 10 — базальты, их туфы и туфобрекчи вулкана Пальчик (Q_2-3); 11 — промежуточный комплекс туфоконгломератов, туфов и туфобрекчий (вулкана Скалистого); 12 — игнимбриты вулкана Горелого (первая фаза) (а); 13 — базальты, андезиты-базальты, андезиты, их туфы и туфобрекчи вулкана Жировского (а); 14 — туфы, сплывшиеся туфы, туфобрекчи риолито-дацитового состава ($N_1^2-N_1$); 15 — туфобрекчи, туфы, туфопесчанники, туфоалевролиты с прослоями лав базальтового состава; 16 — разрывные нарушения с установленным вертикальным смещением (а), трещины (б); 17 — разведочные скважины (а), термопроявления (б); 18 — элементы залегания пород (а), маркирующие границы внутри стратиграфических подразделений (б)



Р и с. 29. Распределение концентраций ртути в пробах вдоль профилей I-IV, VI-XI
 По оси абсцисс отложены расстояния (м), по оси ординат - содержание ртути; а -
 профили I-A, I-B, II-A, II-B; б - профили III-A, III-B; IV-A, IV-B; V-A, V-B;
 в - профили VI-A, VI-B; VII-A, VII-B; VIII-A, VIII-B; г - профили IX-A, IX-B;
 X-A, X-B; XI-A, XI-B

Юрий Петрович Трухин
Игорь Иванович Степанов
Роберт Анатольевич Шувалов

**РТУТЬ
В СОВРЕМЕННОМ
ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ
ПРОЦЕССЕ**

*Утверждено к печати
Институтом вулканологии
ДВНЦ АН СССР*

Редактор *Т.Ю. Маренина*
Редактор издательства *О.М. Ванюкова*
Художник *М.Р. Ибрагимов*
Художественный редактор *Л.В. Кабатова*
Технический редактор *И.И. Джоиева*
Корректор *Т.И. Шеновалова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ. № 28804

Подписано к печати 21.01.86
Т - 06118. Формат 60 x 90 1/16
Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 12,5 + 0,7 вкл.
Усл.кр.-отт. 12,7. Уч.-изд.л. 15,8
Тираж 600 экз. Тип.зак. 1100
Цена 2 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

2 р. 40 к.

4546

