



Глава 3

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ КАМЧАТКИ. ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА И ГЕОХИМИЯ ВОД

В геологическом плане Камчатка представляет собой область кайнозойского коллажа террейнов с фрагментами структурных элементов позднемеловой-раннепалеогеновой границы континент-океан и позднемеловых и палеогеновых островных дуг (Ханчук, Иванов, 1999). Большинство из них были аккрецированы в среднем-позднем эоцене и только террейны полуостровов Кроноцкого и Камчатский мыс – в неогене. К постаккреционным структурам относятся система олигоцен-миоценовых вулканических поясов, протягивающихся через западную и центральную Камчатку (Западно-Камчатский и Центрально-Камчатский вулканические пояса) и современный Восточно-Камчатский вулканический пояс. Вулканисты, заполняющие Центрально-Камчатскую депрессию, скорее всего могут быть отнесены к внутриплитным вулканистам, а Восточно-Камчатского пояса – к субдукционным. В настоящее время активная вулканическая деятельность сосредоточена в Восточном вулканическом поясе Камчатки, где насчитывается 27 действующих вулканов. Как отмечается в работах Е.А. Вакина (1968) и В.И. Кононова (1983), наиболее крупные вулканические аппараты (кальдеры), мощные зоны гидротермально-измененных пород и почти все высокотемпературные термальные воды приурочены к узкой полосе (15км), протягивающейся вдоль Восточно-Камчатского вулканического пояса, где широко развит кислый вулканизм. Известно, что островодужный кислый вулканизм формируется близповерхностными магматическими очагами, с которыми, как правило, связаны крупные гидротермальные системы (Авдейко и др., 1998).

Среди многообразия термальных вод Камчатки ниже будут рассмотрены термы, локализованные в различных геодинамических обстановках. Одна группа вод не имеет явно выраженной связи с вулканизмом. Их положение контролируется разломной тектоникой и приурочены они, как правило, к грабеноподобным структурам, вулкано-тектоническим депрессиям. Среди этой группы будет рассмотрен Паратунский геотермальный район. Вторая группа вод тесно связана с современной вулканической деятельностью, которая обусловлена субдукционными процессами (Мутновский и Узон-Гейзерный геотермальные районы). Источником тепла и летучих для этого типа вод являются близповерхностные очаги кислых магм. Среди этих вод вы-

деляются высокотемпературные ($T > 150^{\circ}\text{C}$) и низкотемпературные термы, расположенные, как правило, на периферии систем.

В описании мы будем пользоваться термином "геотермальный район". Не вдаваясь в детали, мы вкладываем в понятие "геотермальный район" больше географический смысл, рассматривая его как совокупность нахождения термальных проявлений на определенной площади. Понятие "гидротермальная система", как было показано выше, несет больше генетический смысл, предполагая общность теплового питания, наличие единого водного подземного резервуара, зон загрузки и разгрузки вод и т.д.

3.1. ПАРАТУНСКИЙ ГЕОТЕРМАЛЬНЫЙ РАЙОН

Паратунский геотермальный район включает целый ряд проявлений (месторождений) термальных вод. Это собственно Паратунское месторождение, расположенное в долине р. Паратунка, а также Банные и Начикинские термы. К этому району должны быть отнесены и Карымшинские термы так как воды имеют сходные гидрохимические характеристики, а территория характеризуется близостью геологического строения и гидрогеологических условий (Чудаев и др. 2000).

3.1.1. Геолого-гидрогеологическое строение района

Геологическая позиция района представлена на упрощенной схеме А.И. Сережникова и В.М. Зимина (1976), рис. 49. Можно выделить несколько зон, различающихся составом пород и геологическим строением: Верхнекарымчинская и Нижнекарымчинская вулканические зоны, Толмачевская область ареального вулканизма, Начикинская и Паратунская депрессии.

Верхнекарымчинская вулканическая зона представлена кислыми вулканитами, а также андезитами и липаритами. Условия залегания этих толщ весьма разнообразны – это могут быть лавовые потоки, дайки и субвулканические тела. Характерной ее чертой является широкое развитие игнимбритов, которые могли возникнуть в результате кальдерообразования (Сережников, Зимин, 1976). Кислый вулканизм, предположительно, начался в среднем миоцене и продолжался с разной степенью интенсивности вплоть до настоящего времени. В пределах этой зоны располагаются Верхнепаратунские и Карымшинские проявления термальных вод. Благодаря общности геологического строения и гидрогеологических условий указанные проявления термальных вод имеют много общих черт.

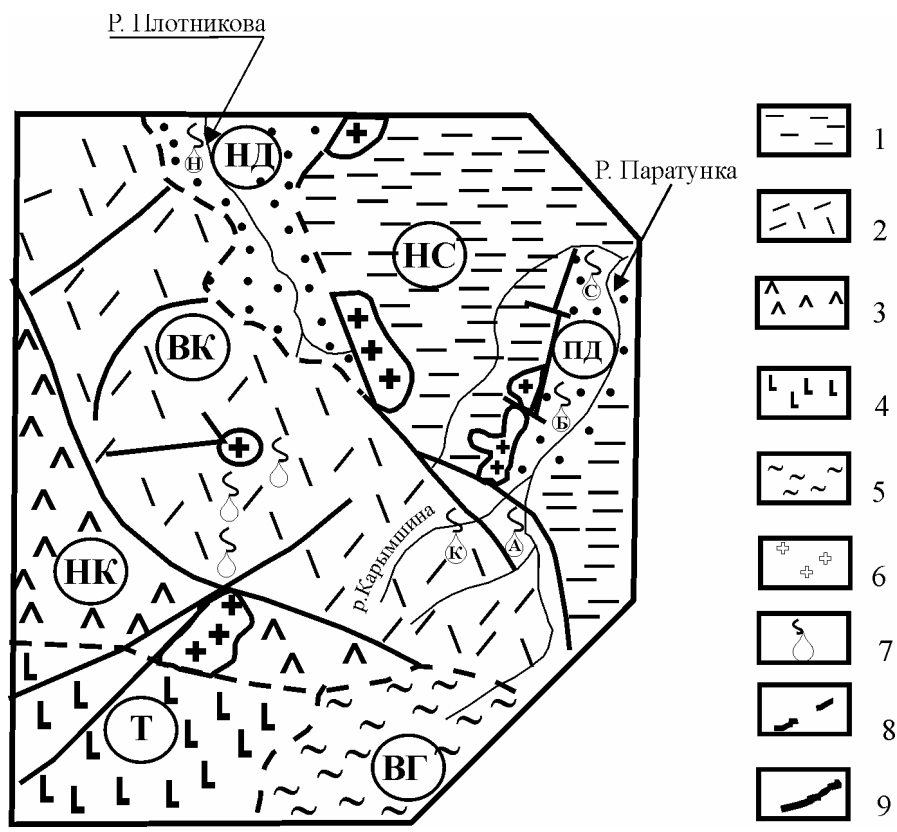


Рис. 49. Упрощенная схема геологического строения Паратунского геотермального района (Серезников, Зимин, 1976). 1 – Начикинская структурная зона (НС); 2 -Верхнекарымчинская вулканическая зона (ВК); 3 – Нижнекарымчинская вулканическая зона (НК); 4 – Толмачевская зона ареального вулканизма (Т); 5 – Северная часть вулкана Горелого (ВГ); 6 – Крупные интрузии; 7 – Термальные источники; 8 – Важнейшие разрывные нарушения; 9 – границы структурных зон; ПД-Паратунская депрессия; НД – Начикинская депрессия; А – Верхнепаратунские источники; Б – Среднепаратунские источники; С – Нижнепаратунские источники; К – Карымшинские источники; Н – Начикинские источники

Нижнекарымчинская вулканическая зона отличается от Верхнекарымчинской блоковым строением, среди отдельных блоков обнаружены выходы верхнемеловых пород. Состав вулканитов более основной. В четвертичное время вулканическая активность отсутствовала.

Толмачевская область ареального базальтового вулканизма характеризуется наличием мелких базальтовых вулканов с возрастным диапазоном верхний плейстоцен – начало голоцена. Согласно данным С.Е. Апрелькова и др. (1999), Карымчинская и Толмачевская зоны принадлежат к единой вулcano-тектонической депрессии.

Начикинская депрессия заполнена мощным чехлом ледниковых отложений двух фаз верхнечетвертичного оледенения и современными аллювиальными и озерными отложениями. В строении принимают участие породы палеоген-неогенового возраста, представленные в основном андезитами, дацитами, базальтами и их туфами, прорванные интрузиями диоритов диоритовых порфиров, гранодиоритов неогена. Дациты залегают на ороговикованных метаморфизованных породах, возникших, вероятно, в результате внедрения интрузий. Явления интенсивного метаморфизма связаны с двумя фазами миоценового интрузивного магматизма: вначале – внедрения гранодиоритов, а затем в позднем неогене, диоритовых порфиритов. Гранодиориты

вскрыты скважинами в восточной части месторождения, а диоритовые порфириты обнаружены в центральной части.

Очаги разгрузки Начикинских терм расположены на северо-восточной окраине Начикинской депрессии и приурочены к границе двух тектонических блоков, находящихся на разных гипсометрических уровнях: опущенном блоке Начинской депрессии и поднятом блоке правобережья р. Плотникова (рис. 49). Выделяются две основные зоны тектонического дробления: одна из них северо-западного простирания, другая – северо-восточного. Места пересечения зон и оперяющие трещины являются основными выводящими каналами термальных вод. В зоне пересечения нарушений замерена самая высокая температура вод (84.5°C). Особенностью гидрогеологического строения данного месторождения является наличие холодных грунтовых вод, циркулирующих в четвертичных отложениях, основной поток которых направлен в сторону р. Плотникова. Эти воды оказывают значительное воздействие на температурный режим и состав термальных вод Начикинского месторождения. Породы, слагающие очаг разгрузки Начинских терм, вне зон тектонических нарушений обладают весьма слабой проницаемостью. Дебит воды вне зон трещиноватости очень мал ($< 0,01$ л/сек), тогда как в зоне трещиноватости доходит до 3.7 л/сек.

Паратунская депрессия наиболее изучена и в структурном отношении представляет собой грабен, погружающийся ступенчато на северо-восток и состоящий из нескольких тектонических блоков, сложенных риодацитами раннемиоценового возраста, среднемиоценовыми андезито-базальтами и туфами мощностью 1500-2000 м. По данным С.Е. Апрелькова и др. (1999) раннемиоценовая риодацитовая формация широко распространена на территории Паратунской гидротермальной системы и выполняет депрессию, охватывающую бассейны рек Паратунка, Карымчина и Банная. Вулканогенные образования перекрываются четвертичными отложениями (алевролитами, глинами, гравийными отложениями и конгломератами), которые часто являются хорошим экраном для термальных вод (Серезников, Зимин, 1976). Наглядное представление о геологическом строении Паратунского грабена дает геологическая схема (рис. 50). На площади широко развиты интрузивные тела (диоритового, гранодиоритового составов), часто прорывающие вулканы. В тектоническом плане в районе широко развиты разноглубинные разломы меридионального простирания, субширотные, северо-восточные и северо-западные. Меридиональные и субширотные разломы контролируют миоценовые интрузии диоритов и гранодиоритов.

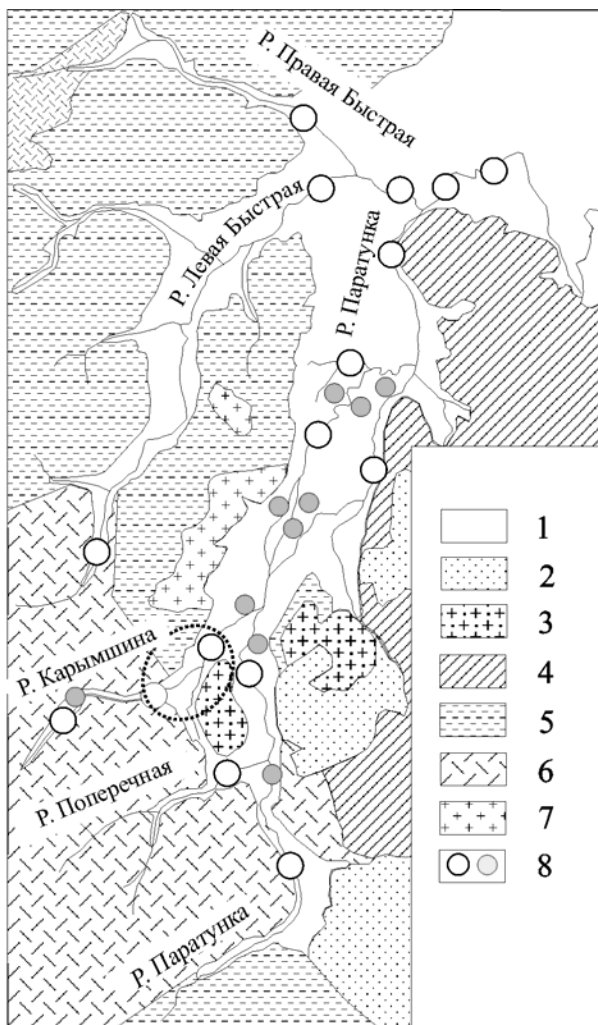


Рис. 50. Геологическая схема Паратунской площади (Серезников, Зимин, 1986) с изменениями автора. 1 – аллювий (Q₄); 2 – имандезиты, базальты, шлаки (Q₁₋₄); 3 – липариты N₂; 4 – андезито-базальты, N_{1,2}; 5 – осадочные породы (туфогенные песчаники, гравелиты, конгломераты) Pg₃-N₁; 6 – туфы, преимущественно кислого состава N₁; 7 – диориты, гранодиориты N₁; 8 – места опробования вод: залитый кружок – подземные воды (термальные и холодные), пустой кружок – поверхностные воды

Паратунское месторождение термальных вод (Верхнепаратунская, Среднепаратунская и Нижнепаратунская группы источников) достаточно хорошо изучено в гидрогеологическом плане до глубин 1500 м. Максимальная температура вод достигала 106°C. Воды являются напорными и характеризуются трещинно-жильным типом циркуляции. От Верхнепаратунского участка к Нижнему отмечается падение напора воды, что свидетельствует о движении термальных вод в направлении к нижнему участку (Манухин, Ворожейкина, 1976). Водовмещающими породами являются породы олигоцен-нижнемиоценового возраста, представленные трещиноватыми базальтами, андезитами и их туфами, относимые А.И. Серезниковым и В.М. Зиминим (1976) к нижнему структурному ярусу (паратунская свита). Максимальная водообильность приурочена к зоне контакта эффузивов и интрузивных тел (даек) диоритового, гранодиоритового состава и трещиноватым туфам. На Нижнепаратунском и Среднепаратунском участках четвертичные отложения являются экраном и теплоизолятором для термальных вод и водоупором для грунтовых вод. Для Верхнепаратунского и Карымшинского участков роль относительного водоупора играют сами породы паратунской свиты.

Район характеризуется сложной геотермической обстановкой. В пределах отдельных скважин температурный градиент может достигать 50-70°C/100 м. Как отмечают Ю.Ф. Манухин и Л.А. Ворожейкина (1976), для Паратунского месторождения характерно ступенчатое погружение температурного разреза от Среднепаратунского участка к Нижнепаратунскому. Изотерма 80°C на Среднепаратунском участке находится на глубине 150-200 м, а на Нижнепаратунском погружается на глубину 350-400 м. Это не согласуется с данными Ю.П. Трухина, В.В. Петровой (1976) и, как будет показано ниже, с нашими данными. Картина, скорее всего, обратная.

Согласно данным Ю.Ф. Манухина, Л.А. Ворожейкиной (1976), термальные воды чутко реагируют не только на сезонные колебания уровня поверхностных вод, но и на эпизодическое поступление атмосферных осадков. Запаздывание повышения уровня термальных вод от поверхностных, как правило, составляет 4-5 суток, при этом графики колебаний уровня термальных вод имеют более согласованный характер таковыми р. Паратунка, нежели с грунтовыми водами. Любопытно, что для Верхнепаратунского и Среднепаратунского участков температурный режим термальных вод оставался практически неизменным на протяжении нескольких лет.

3.1.2. Химический состав термальных вод

Паратунская гидротермальная система, является хорошо изученной, как в гидрогеологическом, так и гидрогеохимическом плане. Крупнейшими обобщениями по составу вод этой системы являются работы Ю.Ф. Манухина, Л.А. Ворожейкиной (1976), С.И. Набоко (1980), В.И. Кононова (1982, 1983). В то же время рассматриваемый спектр химических элементов был достаточно ограничен; как правило, это касалось основных ионов и небольшой группы микроэлементов. Впервые данные по широкому спектру химических элементов, включая микроэлементы и редкоземельные элементы, были опубликованы нами (Chudaev et al., 1998; Чудаев, и др., 2000).

Термальные воды Паратунского месторождения принадлежат к группе азотных щелочных терм (табл. 14). На диаграмме Пайпера эти воды занимают вполне определенные поля; среди анионов преобладает сульфат-ион, а среди катионов – натрий (рис. 51). На диаграмму нанесены также составы грунтовой воды и средние данные по атмосферным осадкам, взятые из работы В.П. Зверева (1968). Следует отметить, что воды р. Поперечная (приток р. Паратунка) которые не подвержены влиянию термальных источников р. Паратунка имеют $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ состав вод (Chudaeva et al., 1999).

Таблица 14

Химический состав вод Паратунского геотермального района

Место отбора	T°C изм.	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	pH	Eh мВ	$\text{O}_2(\text{раств.})$ %	SEC $\mu\text{S/cm}$	Na мг/л	K мг/л	Ca мг/л	Mg мг/л	HCO_3 мг/л	SO_4 мг/л	Cl мг/л
Начики -1	74	-113	-15,7	7,04	-120	0	1640	290	10,2	23,8	0,08	53	401	156
Начики -2	77,2	-114	-15,7	7,45	-149	0	1780	306	11,8	24,1	0,07	50	434	170
Карымшина, скважина	65,1				-123	1	1560	256	4,6	48,7	<.04	43,9	438	115
Карымшина, источник	50			7,99	-200	2,7	1000	166	3,4	32,9	0,21	33,7	286	79
Верхняя Паратунка														
Скважина	59,5	-105	-16,1	8,55	0	0	1280	231	5,6	74,5	<.04	22	521	107
Скважина	33,1			8,61	-31	<0.1	1480	226	3,7	190	<.04	20,8	814	55

Продолжение табл. 14

Место отбора	T°C изм.	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	pH	Eh мВ	$\text{O}_2(\text{раств.})$ %	SEC $\mu\text{S/cm}$	Na мг/л	K мг/л	Ca мг/л	Mg мг/л	HCO_3 мг/л	SO_4 мг/л	Cl мг/л
Скважина	58,2	-110	-15	8,78		0	1580	231	4,5	199	<.04	20	871	63
Скважина	67,7			8,69	-29	0	1680	225	3,8	192	<.04	20	823	59,9
Скважина "Горячая сопка"	55,2			8,66	-88	0,5	1370	244	4,6	76,4	<.04	35	536	100
Скважина	44,1			8,92	-65	0	1370	233	4,8	74,9	<.04	27	511	105
Скважина "Вулканолог"	60,2	-110	-13,7	8,82	0	0	1220	224	5,1	57,3	<.04	28,2	457	105
Скважина "Вулканолог"	53,2	-105	-15,9	8,96	-99	0	1290	225	4,7	56,1	<.04	29	446	105
Ист. "Горячая сопка"	39			8,36	-197	0,8	524	90,5	1,3	24,9	0,05	31,7	177	37,8
Ист. "Горячая сопка"	38,6			8,35	-192	0,8	521	90,4	1,2	25	0,06	38,4	177	38
Средняя Паратунка														
Скважина	15,7			9,26	-44	<0.1	1240	227	6,4	90,6	<.04	36	624	30
Скважина	54			8,7	-89	1,9	1690	274	6,9	151	<.04	30	804	60
Скважина	58,6			8,52	-83	0	1560	264	7,4	149	<.04	27	807	71,2
Скважина	74,6			8,57	-103	<0.1	1830	280	7,4	162	<.04	28	834	65
Скважина	86,6			8,5	-133	0	1620	264	7,6	154	<.04	27	814	73,1
Скважина ГК-3	80,8	-104	-15,8	8,67	-105	0	1200	215	5,8	85,2	<.04	32	592	40,4
Скважина ГК-6	76,8	-112	-15,4	8,56	-124	0	1230	220	6,1	94,1	<.04	26	620	37,3
Нижняя Паратунка														
Скважина Г-2	72,3	-120	-16,3	7,62	-166	0	1900	304	6,7	216	0,3	28	1050	53
Скважина Г-1	58	-110	-16,2	7,43	-197	0	1880	320	7,8	203	0,69	36	1100	42,8
Скважина Г-102	96,2	-106	-15,2	7,93	-102	0	2010	334	9,4	243	0,11	25	927	265
Скважина ГК-139	98,4			7,39	-18	0	2270	390	16,5	200	0,2	35	804	356
Скважина 502	71,9			7,62	-96	0	2350	333	8,8	324	0,34	22	957	371
Источник	33,7	-107	-16,9	7,65	0	0	1230	199	8,4	123	3,13	48,7	523	125

Место отбора	Si мг/л	F мг/л	Br мг/л	I мг/л	Li мкг/л	Be мкг/л	Al мкг/л	Cr мкг/л	Co мкг/л	Ni мкг/л	Cu мкг/л	Zn мкг/л	Ga мкг/л	Ge мкг/л
Начики -1	37	2,45	0,46	0,07	356,45	1,399	24,58	0,24	-0,20	1,19	0,55	3,28	0,90	9,56
Начики -2	39,3	2,9	0,47	0,08	385,29	1,793	32,46	0,24	-0,20	1,25	0,63	3,34	1,18	10,66
Карымшина, скважина	24,6	3,3	0,31	0,06	831	<0.02	4,25	0,1	<0.03	<0.4	0,16	<1	0,34	5,36
Карымшина, источник	19,8	2,16	0,20	0,04	539	<0.02	9,2	0,33	<0.03	<0.4	0,16	<1	0,42	5,56
Верхняя Паратунка														
Скважина	22	3,6	0,25	0,05	577,66	0,071	57,23	1,11	0,10	1,62	1,56	3,91	1,42	10,5
Скважина	23,1	2,52	0,16	0,04	317	<0.02	10,68	0,33	<0.03	0,72	0,14	<1	1,08	4,30
Скважина	24,5	2,58	0,13	0,04	537,27	0,919	43,02	0,14	0,40	7,44	2,22	11,47	1,5	6,14
Скважина	23,7	2,46	0,15	0,04	522,06	0,925	58,66	0,14	0,39	7,78	1,93	3,28	1,31	5,77
Скважина "Горячая сопка"	21,9	3,45	0,26	0,05	572	<0.02	6,58	<0.07	<0.03	<0.4	0,07	<1	0,7	5,42
Скважина	22,2	3,21	0,27	0,06	593,94	0,091	41,43	0,30	0,10	1,67	3,06	5,54	1,42	11,44
Скважина "Вулканолог"	24,8	3,7	0,28	0,05	939,50	1,541	45,42	0,85	-0,1	1,25	0,92	1,64	1,72	8,22
Скважина "Вулканолог"	24,9	3,29	0,25	0,06	887,36	1,184	36,31	0,07	-0,1	1,16	0,48	1,64	1,61	8,87
Ист. "Горячая сопка"	14,6	1,32	0,1	0,02	223	<0.02	12,69	0,56	<0.03	<0.4	0,54	1,67	0,24	2,05
Ист. "Горячая сопка"	14,6	1,26	0,1	0,02	223	<0.02	10,29	0,6	<0.03	<0.4	0,25	2,12	0,35	2,45
Средняя Паратунка														
Скважина	29,2	1,56	0,11	0,02	186	<0.02	7,05	0,47	<0.03	<0.4	0,63	<1	0,61	3,52
Скважина	26,6	2,04	0,21	0,04	275	<0.02	8,02	0,2	<0.03	0,52	0,37	<1	0,79	3,57
Скважина	26,5	2,03	0,19	0,04	239,57	0,042	22,36	0,30	0,15	2,19	3,06	3,08	1,41	5,52
Скважина	27,5	2,16	0,22	0,04	269	<0.02	7,53	0,25	<0.03	<0.4	0,27	<1	0,81	3,75

Скважина	27,2	2,01	0,2	0,04	238,18	0,053	24,89	0,30	0,16	2,59	3,06	3,07	1,45	5,24
Скважина ГК-3	26	1,85	0,13	0,02	219,71	0,019	34,83	0,30	0,1	1,63	3,06	4,23	1,87	5,54
Скважина ГК-6	23	1,75	0,12	0,02	222,90	0,036	29,93	0,30	0,10	1,47	3,06	3,73	1,48	4,09
Нижняя Паратунка														
Скважина Г-2	23,4	2,32	0,18	0,02	166,80	0,308	25,94	0,17	0,45	9,37	1,72	9,49	0,29	4,76
Скважина Г-1	21,9	2,14	0,135	0,02	151,85	-0,031	23,01	0,59	0,28	3,78	1,71	9,38	0,23	5,59
Скважина Г-102	30,5	1,79	0,89	0,05	158,65	0,357	40,54	0,14	0,52	10,32	1,61	7,79	0,55	3,10
Скважина ГК-139	40,2	1,89	1,37	0,07	366,11	0,633	23,50	0,14	-0,20	3,35	1,08	8,42	0,49	3,49
Скважина 502	25,9	1,94	1,52	0,03	148,53	0,293	19,10	0,30	0,77	15,17	2,02	7,21	0,45	3,68
Источник	24,3	0,9	0,4	0,02	113,32	0,405	31,45	1,20	0,23	4,40	1,20	1,64	0,25	1,49

О к о н ч а н и е т а б л . 1 4

Место отбора	Rb мкг/л	Sr мкг/л	Y мкг/л	Zr мкг/л	Mo мкг/л	Cd мкг/л	Sb мкг/л	Cs мкг/л	Ba мкг/л	La мкг/л	Ti мкг/л	Pb мкг/л	Bi мкг/л	U мкг/л
Начики -1	53,91	879,48	0,027		22,34	0,24	4,35	36,84	7,81	0,02	0,39	0,15	0,63	0,41
Начики -2	61,22	919,57	0,026		23,50	0,24	4,98	43,35	8,81	0,02	0,39	0,15	0,63	0,41
Карымшина, скважина	17,97	726	<0,004	0,39	21,18	0,21	34,71	66,93	16,06	0,01	<0,03	0,59	<0,09	<0,01
Карымшина, источник	18,73	463	0,04	0,23	17,14	<0,03	18,44	49,85	5,03	<0,01	<0,03	0,19	<0,09	<0,01
Верхняя Паратунка														
Скважина	15,72				22,38	0,13	13,97	18,67	7,49	0,02	0,04	0,6	0,04	0,003
Скважина	11,13	1260	0,03	0,74	16	<0,03	10,43	11,33	17,73	<0,01	<0,03	0,35	<0,09	<0,01
Скважина	13,69	1413,83	0,023		19,53	0,24	11,73	12,07	22,41	0,02	-0,39	0,38	0,63	0,41
Скважина	13,42	1415,07	0,024		19,84	0,24	3,39	11,77	22,96	0,02	-0,39	0,18	0,63	0,41
Скважина "Горячая сопка"	12,54	809	0,01	0,42	16,47	0,05	19,17	22,06	8,22	<0,01	0,1	0,48	<0,09	0,02
Скважина	16,82				23,58	0,14	14,82	19,81	7,48	0,01	0,01	0,72	0,04	0,003
Скважина "Вулканолог"	15,48	557,60	0,015		31,91	0,12	18,02	12,19	23,25	0,01	0,19	0,68	0,37	0,21
Скважина "Вулканолог"	15,42	551,31	0,013		29,80	0,12	17,40	11,06	24,13	0,01	0,19	0,35	0,37	0,21
Ист. "Горячая сопка"	4,08	249	0,01	2,64	8,43	<0,03	7,89	4,78	1,15	<0,01	0,06	0,27	<0,09	<0,01
Ист. "Горячая сопка"	4,04	254	0,02	1,02	7,6	<0,03	7,76	5,24	1,25	0,03	<0,03	0,18	<0,09	<0,01
Средняя Паратунка														
Скважина	15,91	883	<0,004	0,35	18,69	0,06	4,07	4,09	14,64	<0,01	<0,03	0,25	<0,09	<0,01
Скважина	14,18	1370	0,04	<0,11	18,41	<0,03	7,28	7,1	16,74	<0,01	0,04	0,26	<0,09	<0,01
Скважина	18,28				18,98	0,08	3,67	6,66	15,66	0,003	0,02	0,34	-0,04	0,003
Скважина	13,66	1440	0,01	0,26	17,2	<0,03	7,3	6,71	20,86	0,06	<0,03	0,45	<0,09	<0,01
Скважина	18,22				18,81	0,08	3,85	6,40	18,97	0,003	0,02	0,31	0,04	0,003
Скважина ГК-3	13,32				20,53	0,10	3,52	4,59	11,36	0,004	0,01	0,44	0,04	0,003
Скважина ГК-6	11,85				18,02	0,06	2,9	4,72	9,55	0,003	0,01	0,37	0,04	0,003
Нижняя Паратунка														
Скважина Г-2	13,01	4000,05	0,109		19,63	0,07	1,43	4,31	45,84	0,02	0,29	0,93	0,61	0,27
Скважина Г-1	11,32				23,71	0,15	2,00	3,99	36,09	0,01	0,04	0,99	0,08	0,01
Скважина Г-102	24,62	3152,96	0,079		14,39	0,16	-1,32	8,90	70,03	0,02	0,29	-0,58	0,61	0,27
Скважина ГК-139	36,85	2381,58	0,017		18,71	0,24	2,34	19,11	63,85	0,02	0,39	1,23	0,63	0,41
Скважина 502	23,01	3967,40	0,101		17,08	0,12	-1,34	10,39	52,31	0,02	0,29	1,01	0,61	0,27
Источник	8,429	287,15	0,019		12,42	0,12	-1,08	0,57	13,23	0,01	0,19	0,30	0,32	0,21

П р и м е ч а н и е: пустые ячейки – нет данных.

Эволюция вод от атмосферных осадков к термальным идет по пути наращивания содержания кальция и гидрокарбонат-иона в грунтовых водах, которые фактически становятся гидрокарбонатно-кальциевыми, и далее термальные воды превращаются в сульфатно-натриевые. Анализируя полученные данные, можно отметить, что все воды имеют $pH > 7$, т.е. являются слабощелочными, при этом щелочность варьирует от участка к участку. Так, для сравнения, Начикинские воды почти близки к нейтральным (величина pH изменяется в пределах 7.04-7.45). Для Верхне- и Среднепаратунского участков величина $pH > 8$, достигая значения 9.3. В тоже время для Нижнепаратунского участка pH изменяется в интервале 7-8. Если рассматривать электропроводность в пробах вод, взятых в скважинах, то можно отметить, что эта величина выше на Нижнепаратунском участке (среднее значение 2082 $\mu S/cm$), тогда как для Сред-

непаратунского участка ее значение равно $1141\mu\text{S}/\text{cm}$, Верхнепаратунского – $1244\mu\text{S}/\text{cm}$, – Карымшинского – $1560\mu\text{S}/\text{cm}$ и Начикинского – $1710\mu\text{S}/\text{cm}$. Это позволяет говорить о том, что на Нижнепаратунском участке отмечается самая высокая минерализация за счет более высоких концентраций прежде всего Ca и Cl. Рассмотрим соотношение ионов в водах различных проявлений Паратунского геотермального района. На рис. 52 приведены абсолютные концентрации основных ионов и электропроводности для

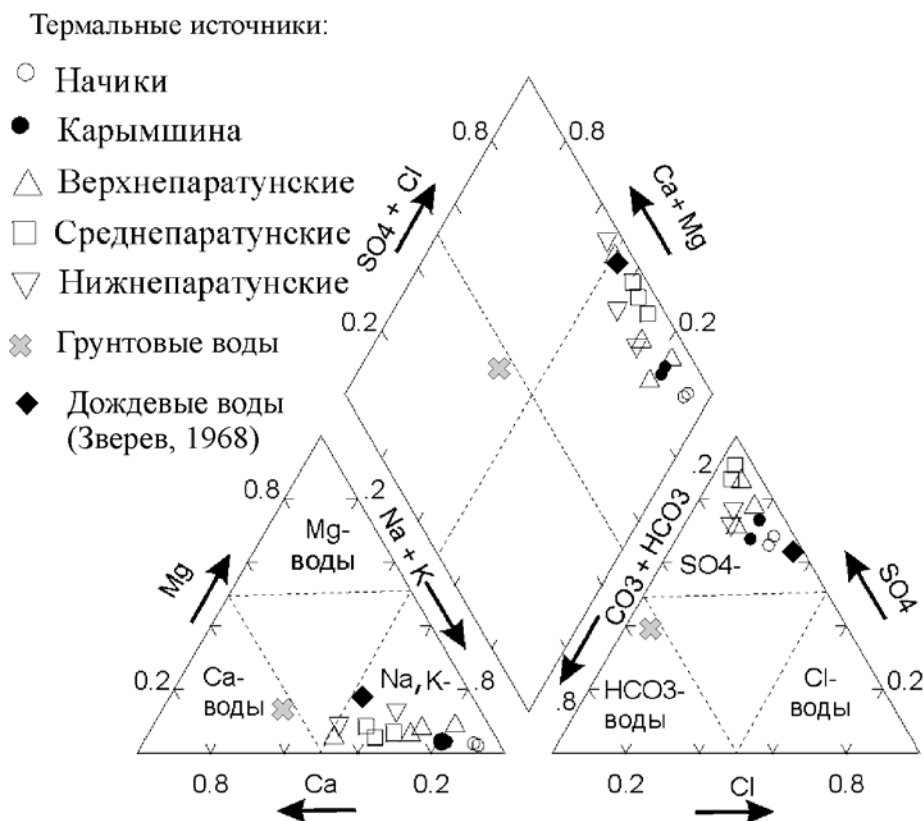


Рис. 51. Диаграмма химического состава вод Паратунского геотермального района

вод различных участков, имеющих самую высокую минерализацию. Для наглядности, на рис. 52 в виде гистограмм приведены составы этих вод (в мг/экв). Отчетливо видно, что наращивание минерализации происходит главным образом за счет кальция и хлор-иона, и незначительно – за счет сульфат-иона, причем в пределах собственно Паратунской гидротермальной системы соотношение ионов различно на каждом участке, что отчетливо проявляется на диаграмме (рис. 51). В Верхнепаратунских термах доля натрия больше, тогда как в Нижнепаратунских возрастает доля кальция; Среднепаратунские термы занимают промежуточное положение, хотя все воды находятся в поле Na+ K вод. Следует отметить, что в источниках общая минерализация и температура ниже, чем в скважинах, если сравнивать величины в пределах одного участка. Это обусловлено эффектом разбавления вод глубокой циркуляции, поднимающихся к поверхности менее минерализованными грунтовыми водами. Достаточно показательны содер-

жание растворенного кислорода термальных вод. В пробах воды, взятых из скважин, растворенный кислород практически отсутствует, тогда как в источниках его содержание достигает 2,5%. Поэтому в дальнейшем при сравнении геохимических параметров участков в качестве опорных будут использоваться данные по скважинам. Концентрация HCO_3^- в водах достаточно устойчивая – первые десятки мг/л. Максимальная концентрация гидрокарбонат-иона отмечена в Начикинских термах – 53 мг/л. Как правило, источники содержат более высокое содержание гидрокарбонат-иона по сравнению со скважинами, что связано с разбавлением вод глубоких горизонтов грунтовыми и поверхностными водами, содержащими повышенные концентрации HCO_3^- . Среди основных ионов отметим распределение магния, концентрация которого достаточно низка (< 0.004 мг/л), но в Начикинских водах она достигает 0.007 мг/л, в Нижнепаратунских – десятых долей мг/л. Грунтовые воды имеют содержание магния первые граммы на литр (табл. 14). Поведение кремнезема довольно однообразно, его концентрация варьирует в широких пределах – от 14.6 до 40.2 мг/л, при этом самые высокие содержания характерны для Начикинского участка (37-39.3 мг/л) и двух скважин Нижнепаратунского участка. Наряду с основными ионами, определяющими минерализацию, рассмотрим поведение остальных элементов по группам (сидерофильные, халькофильные и литофильный) как это было сделано для Сихотэ-Алинских вод.

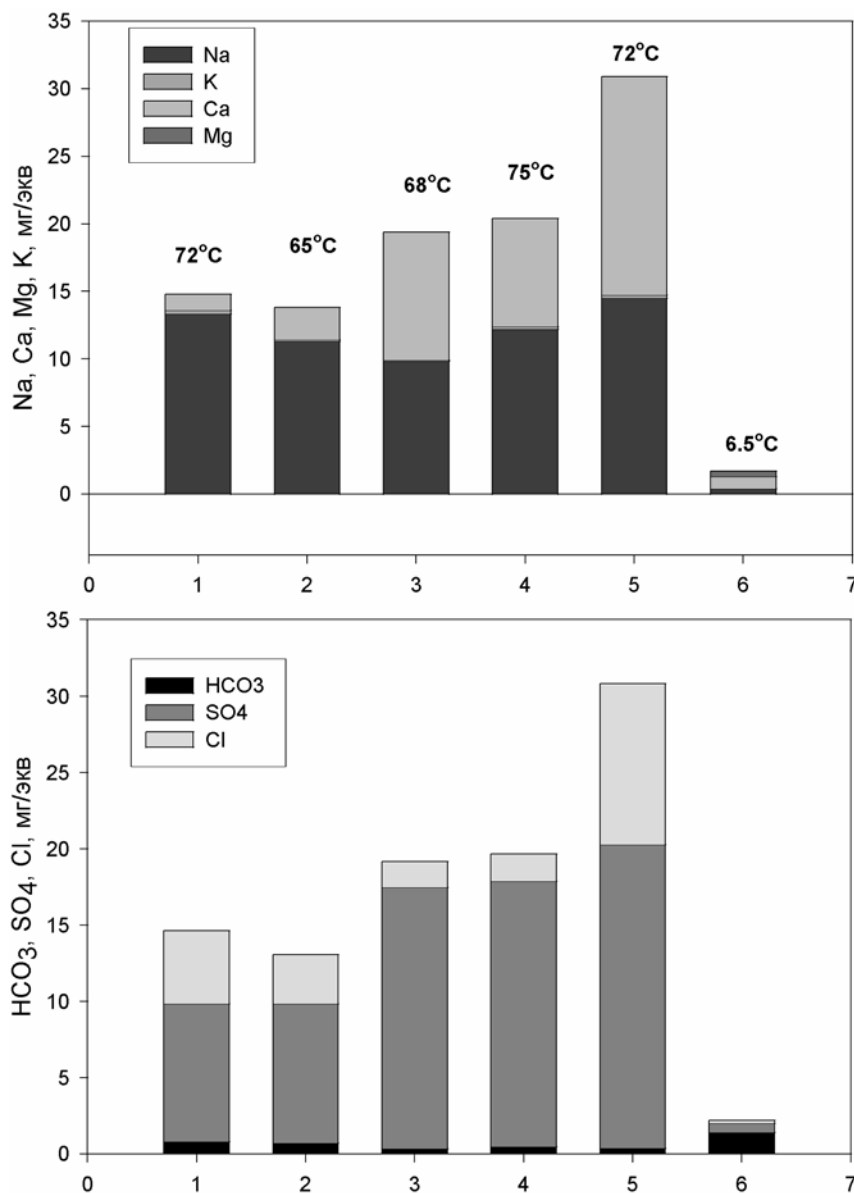


Рис. 52. Состав вод Паратунской гидротермальной системы. 1 – Начики; 2 – Карымшина; 3 – В. Паратунка; 4 – Ср. Паратунка; 5 – Н. Паратунка; 6 – Грунтовые воды. Взяты составы вод с максимальной минерализацией для каждого участка

3.1.2.1. Сидерофильные элементы

Fe. Железо встречено в содержаниях менее 0.006 мг/л, и только в водах Нижнепаратунского участка концентрация достигает первых сотых долей мг/л, т.е. на порядок выше, чем на остальных участках.

Co. Содержания кобальта в воде ниже 0.8 мкг/л, как правило, 0.1-0.3 мкг/л. При этом воды Нижнепаратунского участка имеют несколько повышенные концентрации кобальта по сравнению с другими участками – в среднем 0.44 мкг/л (из 5 проб). Самые высокие концентрации Co наблюдаются для Нижнепаратунского участка (рис. 53).

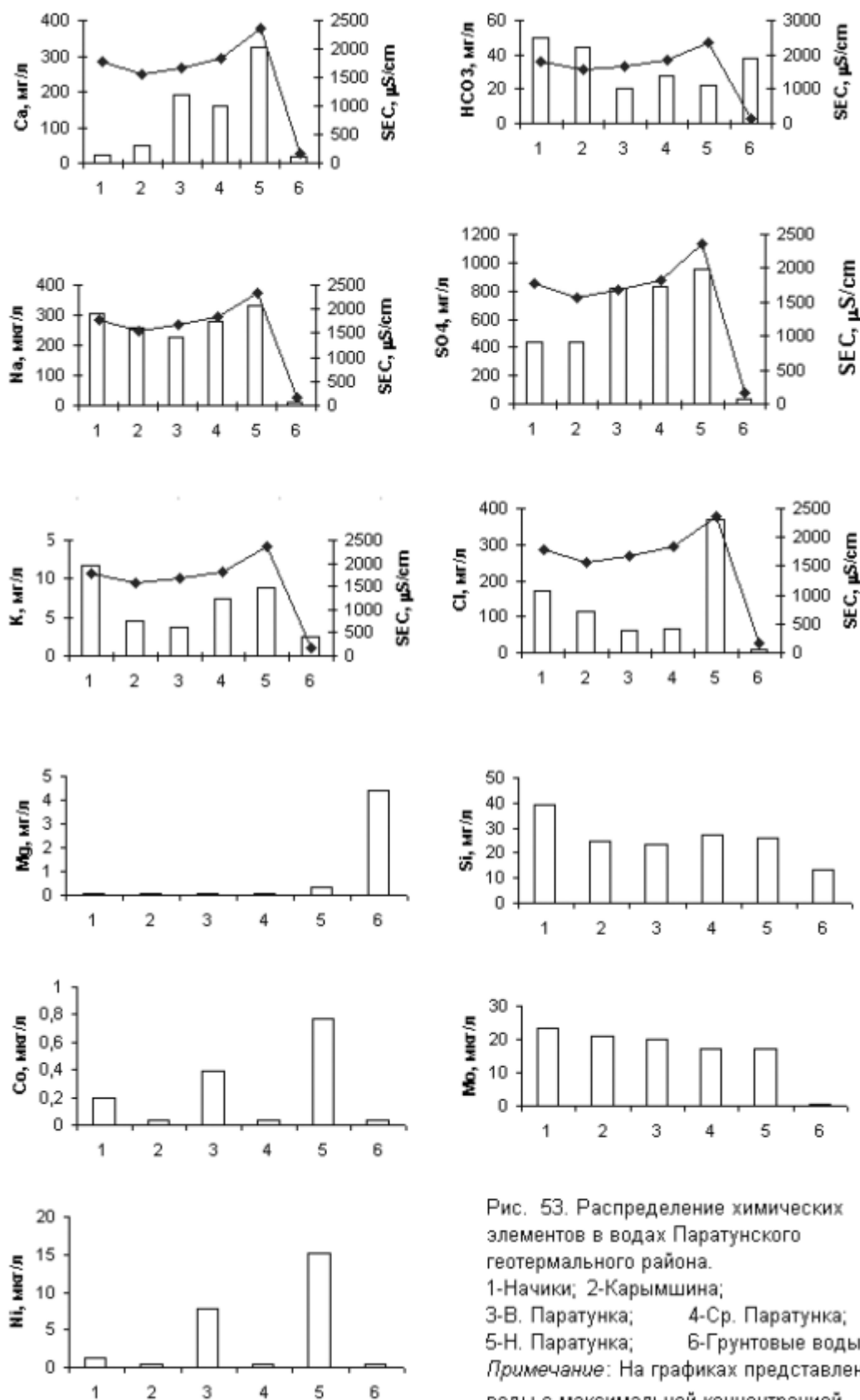


Рис. 53. Распределение химических элементов в водах Паратунского геотермального района.
 1-Начики; 2-Карымшина;
 3-В. Паратунка; 4-Ср. Паратунка;
 5-Н. Паратунка; 6-Грунтовые воды
Примечание: На графиках представлены воды с максимальной концентрацией для каждого района.

Ni. Разброс концентраций по *никелю* довольно велик, от 0.04 мкг/л на Карымшинском участке до 15.2 мкг/л на Нижнепаратунском. Сохраняется сходство распределения никеля и кобальта: наивысшие концентрации никеля наблюдаются на Нижнепаратунском участке – 8.4 мкг/л (среднее из 5 проб). Можно отметить, что относительные высокие концентрации никеля характерны для Верхнепаратунского и Нижнепаратунского участков (рис. 53).

Mo. Содержания *молибдена* в термальных водах Паратунского геотермального района довольно устойчиво – это, как правило, первые десятки мкг/л. Концентрация молибдена постепенно снижается от Начикинских терм к Нижнепаратунским (рис. 53), если рассматривать проявления с максимальной минерализацией для каждого участка. В грунтовых водах содержания молибдена – первые мкг/л.

Ge. Наиболее высокие концентрации *германия* установлены для Начикинского термопроявления (9.56-10.65 мкг/л); для Верхнепаратунского среднее значение составляло около 7 мкг/л (выборка из 9 проб), Среднепаратунского – 4.9 мкг/л (выборка из 6 проб), Нижнепаратунского – 4.11 мкг/л (среднее из 5 проб). Для собственно Паратунской гидротермальной системы происходит последовательное снижение концентрации германия. Карымшинский участок характеризуется содержанием германия 5.36-5.56 мкг/л.

3.1.2.2. Халькофильные элементы

Cu. Распределение *меди* довольно пестрое – от 0.1 мкг/л до 3.05 мкг/л. Выделяется Нижнепаратунский участок, в котором концентрация меди в целом заметно выше, чем на остальных участках (1.08-2.02 мкг/л). Распределение меди по районам показано на рис. 54. Для вод с максимальной минерализацией для каждого участка отчетливо выделяются два района: Нижнепаратунский и Верхнепаратунский. Следует отметить, что в грунтовых водах содержание меди выше, чем на Начикинском, Карымшинском и Среднепаратунском участках (рис. 54).

Zn. Содержание *цинка* в рассматриваемых водах – первые единицы мкг/л (вариации в пределах 1-9.49 мкг/л), при этом на Нижнепаратунском участке сохраняются самые высокие содержания – 8.46 мкг/л (среднее из 5 проб), грунтовые воды характеризуются достаточно высокой его концентрацией (рис. 54).

Pb. Для *свинца* характерны содержания от 0.1 до 1.5 мкг/л, наиболее заметные концентрации отмечаются для Нижнепаратунских вод (среднее 1.25 мкг/л), причем от Верхнепаратунского участка к Нижнепаратунскому идет последовательное наращивание концентрации свинца в термальных водах (рис.54).

Cd. Концентрация *кадмия* в водах составляет первые десятки мкг/л. Самые низкие значения – на Среднепаратунском участке, обычно сотые доли мкг/л.

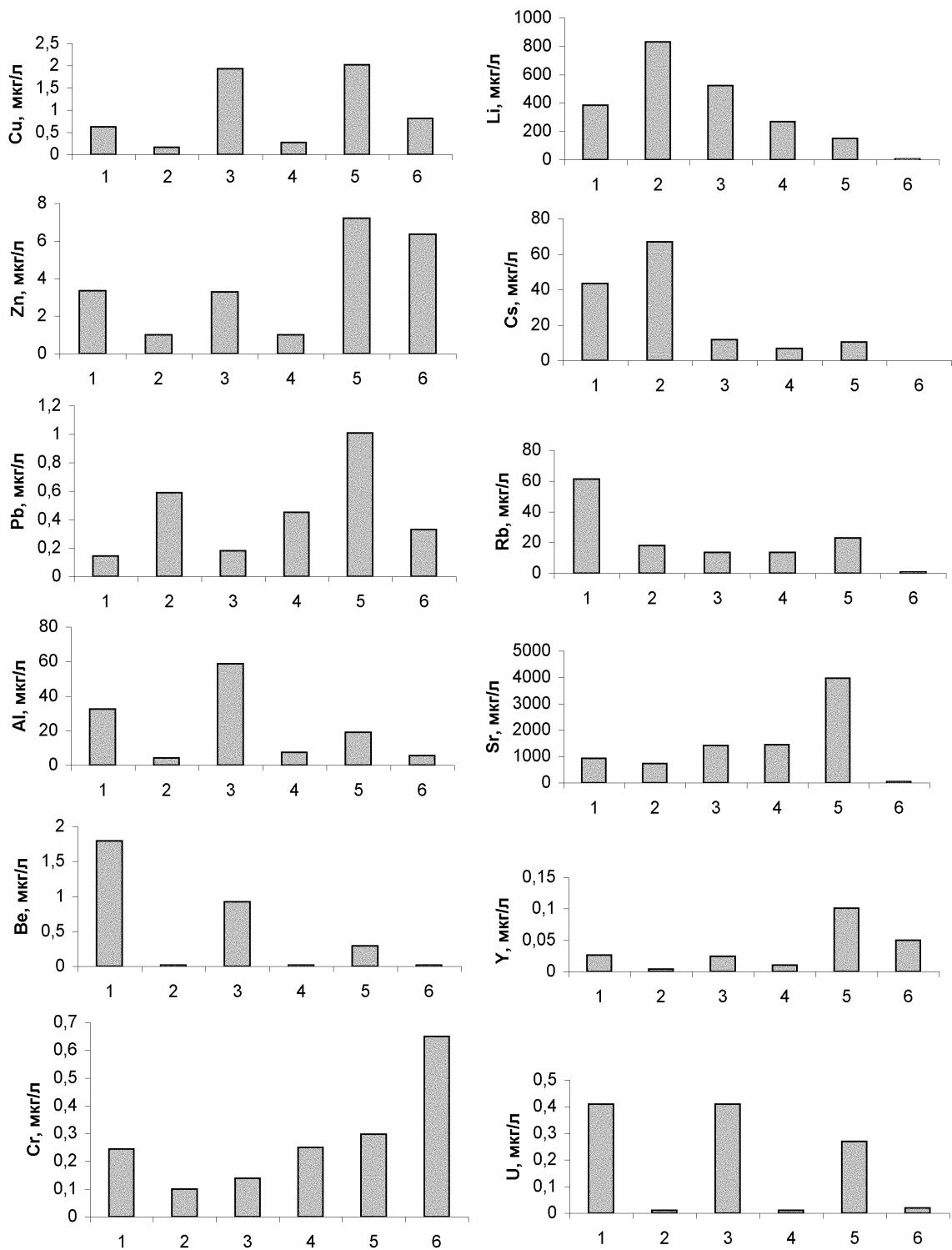


Рис. 54. Распределение химических элементов в водах Паратунского геотермального района. Условные обозначения на рис. 53

Sb. Распределение сурьмы в рассматриваемых водах крайне неравномерно. Обычные ее содержания – первые единицы и десятки мкг/л, но наиболее высокие значения характерны для Карымшинского (18.44-34.71 мкг/л) и Верхнепаратунского (10.43-19.17 мкг/л) участков.

Вi. Концентрация *висмута* не превышают первых десятых долей мкг/л, самые высокие значения характерны для Начикинского и Нижнепаратунского участков (табл. 14).

Га. Для *Га* распределение весьма пестрое, содержания варьируют от первых десятых долей до 1.86 мкг/л. Самые низкие концентрации отмечаются для Карымшинского (0.34-0.42 мкг/л) и Нижнепаратунского (0.22-0.55 мкг/л) участков.

3.1.2.3. Литофильные и редкоземельные элементы

Аl. Концентрация *алюминия* варьирует от первых единиц до первых десятков мкг/л. Максимальное его содержание (57.2 мкг/л) характерно для вод одной из скважин Верхнепаратунского участка самое низкое (4.25 мкг/л) зафиксировано на Карымшинском участке. Распределение алюминия в водах различных участков, показано на рис.54. Характерно, что концентрации алюминия в Карымшинских и Среднепаратунских термах близки его содержанию в грунтовых водах (рис. 54).

Ф. Распределение *фтора* неравномерно от участка к участку, его содержание не превышает первых единиц мг/л. Наиболее высокое содержание (3.7 мг/л) отмечено для Верхнепаратунского участка. Если оценивать среднее значение фтора по пробам вод из скважин, то на Верхнепаратунском участке оно оказывается самым высоким – 3.1 мг/л (среднее из 9 проб), в то время, как на Среднепаратунском – 1.97, Нижнепаратунском – 2.01, Начикинском – 2.6 и Карымшинском – 2.73 мг/л.

Li. Содержание *лития* в водах Паратунской гидротермальной системы варьирует в пределах сотен мкг/л, причем наиболее высокие содержания характерны для Верхнепаратунского (среднее из 9 проб равно 620 мкг/л) и Карымшинского участков (831-539 мкг/л); для Среднепаратунского характерны содержания 237 мкг/л (среднее из 7 проб), Нижнепаратунского – 198 мкг/л (среднее из 5 проб). Таким образом, налицо последовательное снижение концентрации лития в водах от Верхнепаратунского и Карымшинского участков к Среднепаратунскому и далее к Нижнепаратунскому. Подобная картина сохраняется и для термальных вод с максимальной минерализацией для каждого участка (рис. 54).

Sr, Rb, Ва. Распределение довольно пестрое. Содержание *стронция* – в пределах сотен и тысяч мкг/л, причем самые высокие концентрации отмечаются в скважинах на Нижнепаратунском участке (от 2381 мкг/л до 4000 мкг/л). В то же время по *рубидию* картина обратная – для Начикинского участка отмечаются самые высокие его концентрации (53.9-61.2 мкг/л), рис.54. Для *бария* наиболее высокие содержания – на Нижнепаратунском участке (до 70 мкг/л), наиболее низкие, если оценивать по пробам из скважин, – на Начикинском (7.8-8.8 мкг/л).

Br. I. Содержания *Br* и *I* в изученных водах не превышают десятых и сотых долей мкг/л, и только для двух точек Нижнепаратунского участка концентрация брома выше 1 мкг/л.

Be. Концентрации *бериллия* в изученных термальных водах обычно ниже 1 мкг/л. Это относится к Карымшинским, Верхнепаратунским, Среднепаратунским и Нижнепаратунским термам, и только для Начикинских терм содержания бериллия превышают 1 мкг/л (рис. 54).

Cr. Уровни содержания *хрома* в рассматриваемых термах крайне низки – ниже, чем в грунтовых водах, и составляют десятые доли мкг/л.

Cs, Y. Содержания *цезия* достаточно высокие в Начикинских и Карымшинских термах. Уровни в собственно Паратунской гидротермальной системе достаточно низки и не испытывают существенных колебаний. Концентрация *иттрия* в термах – сотые доли мкг/л, и только для Нижнепаратунского участка его содержание на порядок выше (рис. 54).

По содержанию *урана* выделяются Начикинские термальные воды – 0.409 мкг/л; для остальных участков концентрация еще ниже (например, на Среднепаратунском участке – менее сотых долей мкг/л). На Нижнепаратунском проявлении концентрации урана достаточно устойчивы, в основном около 0.2 мкг/л, и только в одной пробе – 0.409 мкг/л. Минимальная концентрация на этом участке – 0.007 мкг/л. Уровни содержания урана в Карымшинских и Среднепаратунских термах близки таковым в грунтовых водах (рис. 54).

Из элементов *редкоземельной группы* при низких в целом значениях был определен лантан, концентрации которого составляли сотые доли мкг/л; различий в содержаниях по отдельным участкам не отмечено.

Зависимости элементов от основных параметров среды в Паратунском геотермальном районе нами были рассмотрены ранее (Чудаев и др. 2000). Отметим основные. Выявляется прямая связь электропроводности, а следовательно, и минерализации с температурой. Поскольку минерализация в этих водах во многом определяется концентрацией Na, то выявляется четкая зависимость натрия и кремния от температуры. Для фтора температурная зависимость выражена только для Верхнепаратунского и Карымшинского участков (Чудаев и др. 2000). Среди значимых корреляций между элементами отмечается прямая связь фтора с хлором, молибденом, германием, литием и бором (кроме Нижнепаратунского участка), брома с хлором (рис. 55, 56). Интересна зависимость хлора и бора. Увеличение содержания хлора сопровождается повышением концентрации бора, за исключением Нижнепаратунского участка, что может свидетельствовать о разных источниках поступления этих элементов для Нижнепаратунского и остальных участков (Чудаев и др. 2000). Среди главных элементов отметим прямую связь натрия с калием и сульфат-ионом, кальция с сульфат-ионом и стронцием и обратную связь кальция с гидрокарбонат-ионом (рис. 57). Как мы видим, увеличение доли сульфат-иона понижает pH вод, что приводит к изменению концентраций ряда элементов.

Таким образом, все рассмотренные воды Паратунской гидротермальной системы принадлежат к единому геохимическому типу и уровень концентраций и взаимосвязь элементов в це-

лом соответствуют азотным термальным водам. В то же время существуют и различия между отдельными ее участками, отражающие индивидуальные особенности каждого из них.

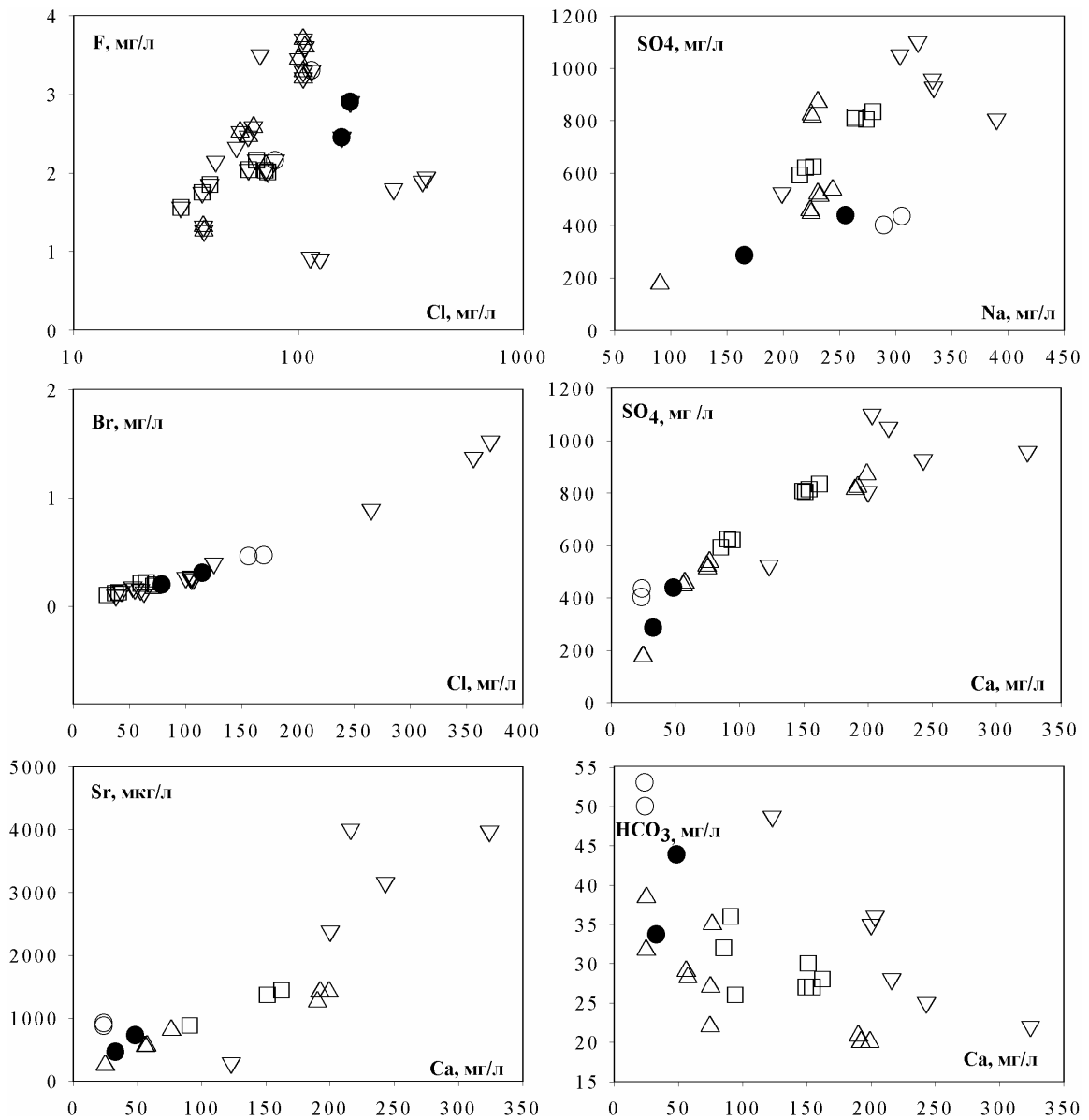


Рис. 57. Связь Cl с F и Br; Ca с SO₄, HCO₃ и Sr; Na с SO₄ в водах Паратунской гидротермальной системы. Условные обозначения см. рис. 60

Различия в содержании сульфат-иона отразилось и на количественном соотношении сульфатных соединений в растворе. Рассчитанные формы миграции в термах Паратунского геотермального района показали, что доля сульфатных форм элементов выше на Нижнепаратунском участке (таблица 15). По большинству геохимических показателей выделяется Нижнепаратунский участок, в то время как Карымшинские воды по своим характеристикам близки Верхнепаратунским. Как было отмечено выше, увеличение минерализации Нижнепаратунских терм связано с

возрастанием относительной доли не только сульфат-иона, но и хлор –иона и кальция, что хорошо видно на рис 57.

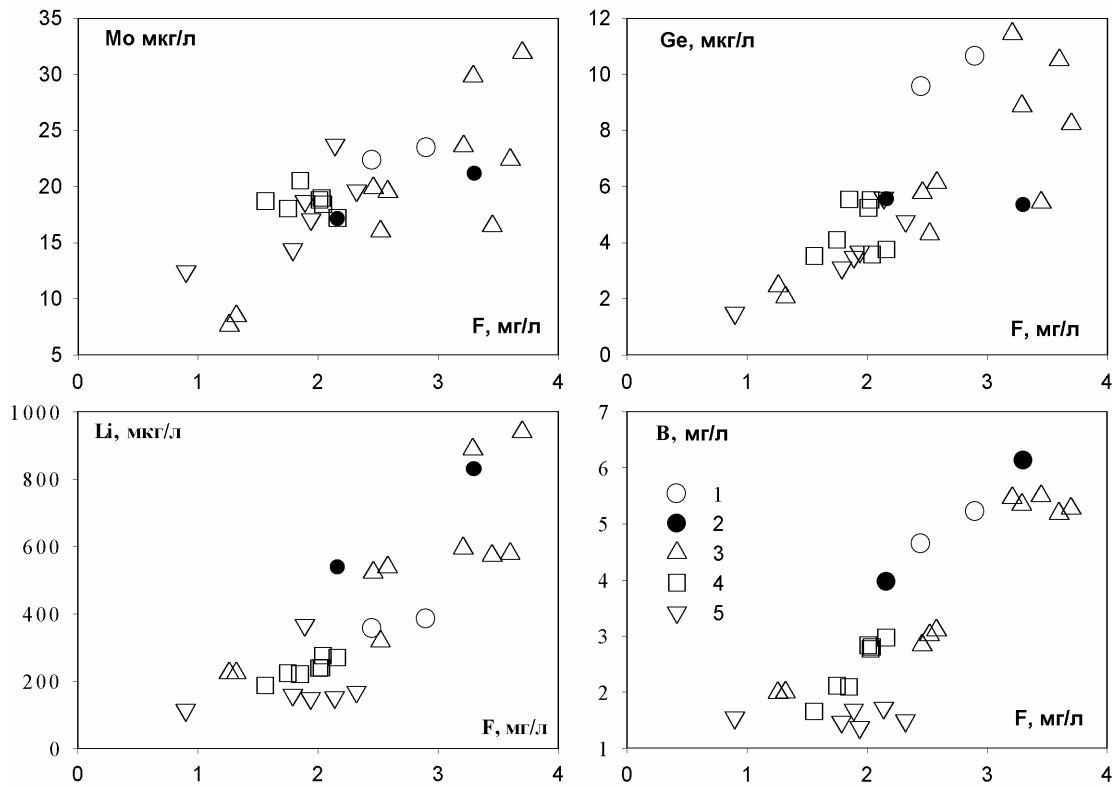


Рис. 55. Зависимость F от Mo, Li, Ge, и B в водах Паратунской гидротермальной системы. Условные на рис. 53

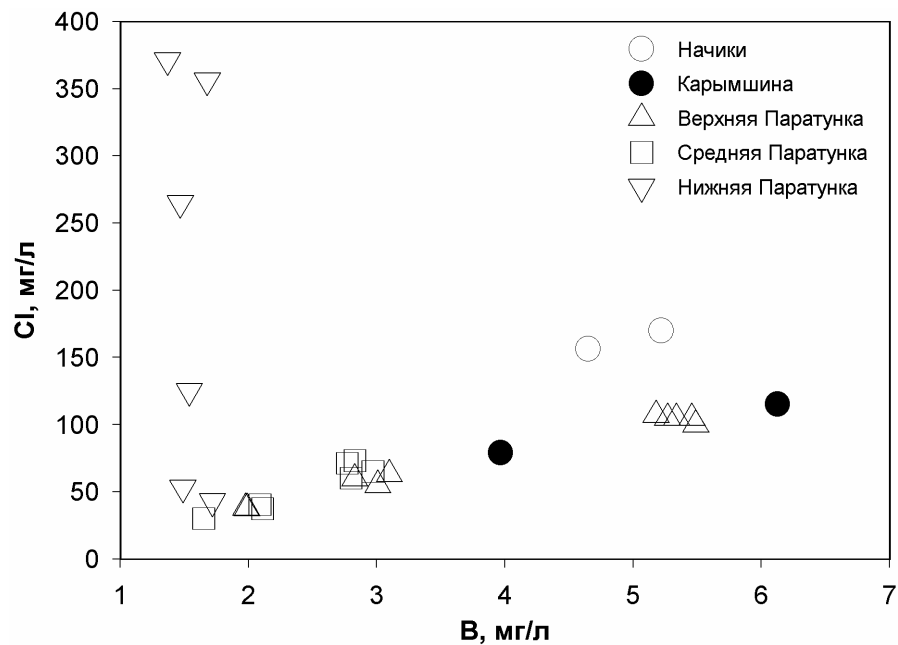


Рис. 56. Зависимость хлора и бора в Паратунской гидротермальной системе

**Рассчитанные формы миграции некоторых химических элементов в. термальных водах
Паратунского геотермального района**

Элементы	Карымшина	Начики	В. Паратунка	Ср. Паратунка	Н. Паратунка	Грунтовые
B	$B(OH)_3 \gg B(OH)_4$		$B(OH)_3 \gg B(OH)_4$	$B(OH)_3 \gg B(OH)_4$	$B(OH)_3 > B(OH)_4$	
Al	$Al(OH)_4^-$	$Al(OH)_4^-$	$Al(OH)_4^-$	$Al(OH)_4^-$	$Al(OH)_4^-$	$Al(OH)_4^-$
Ba	Ba^{2+}		Ba^{2+}	$Ba^{2+} > BaSO_4$	$Ba^{2+} > BaSO_4$	$Ba^{2+} > BaSO_4$
Ca	Ca^{2+} $CaSO_4$	$Ca^{2+} > CaSO_4$	$Ca^{2+} \gg CaSO_4$ $\gg Ca(HCO_3)^+$, $CaCO_3$	$Ca^{2+} \gg CaSO_4$	Ca^{2+} $CaSO_4$	$Ca^{2+} \gg CaSO_4 > Ca(HCO_3)^+$
Fe						Fe^{2+}
K	$K^+ \gg KSO_4^-$	$K^+ \gg KSO_4^-$	$K^+ \gg KSO_4^-$	$K^+ \gg KSO_4^-$	$K^+ > KSO_4^-$	$K^+ > KSO_4^-$
Mg	Mg^{2+}	$Mg^{2+} \gg MgSO_4$	$Mg^{2+} \gg MgSO_4$	$Mg^{2+} \gg MgSO_4$	Mg^{2+} $MgSO_4$	$Mg^{2+} \gg MgSO_4$
Na	$Na^+ \gg NaSO_4^-$	$Na^+ \gg NaSO_4^-$	$Na^+ > NaSO_4^-$	$Na^+ > NaSO_4^-$	$Na^+ > NaSO_4^- \gg NaCl$	Na^+
Sr	$Sr^{2+} \gg Sr(SO_4)$		Sr^{2+} $Sr(SO_4)$	$Sr^{2+} > Sr(SO_4)$	Sr^{2+} $Sr(SO_4)$	$Sr^{2+} \gg Sr(SO_4)$
U		UO_2CO_3	UO_2CO_3	$UO_2(OH)_2$	$UO_2(OH)_2$	
Zn		Zn^{2+} $Zn(SO_4)$	Zn^{2+} $Zn(SO_4)$	Zn^{2+} $Zn(SO_4)$	Zn^{2+} $Zn(SO_4)$	
Pb		Pb^{2+} $Pb(SO_4)$	Pb^{2+} $Pb(SO_4)$	Pb^{2+} $Pb(SO_4)$	Pb^{2+} $Pb(SO_4)$	
Cu		Cu^{2+} $CuCl$	$Cu^{2+} > CuCl$	Cu^{2+} $CuCl$	$CuCl_2 > Cu^{2+}$ $CuCl$	
Li		$Li^+ > Li(SO_4)^-$	Li^+ $Li(SO_4)^-$	$Li^+ > Li(SO_4)^-$	$Li^+ > Li(SO_4)^-$	Li^+

Знак > обозначает преобладание в несколько раз; >>> преобладание на порядок. Пустые ячейки- нет данных.

3.1.3. Газовый состав

Согласно данным Ю.Ф. Манухина, Л.А. Ворожейкиной (1976), Ю. А.Тарана (1988), газовая фаза Паратунского месторождения содержит в основе атмосферный азот (до 99%) и первые проценты углекислого газа. В тоже время анализ инертных газов (Каменский и др, 1986) одного из проявлений Паратунского месторождения показал, что доля мантийного гелия может достигает 23%. Следовательно не исключается поступление глубинных компонентов.

3.1.4. Условия образования Паратунской гидротермальной системы

На основе имеющихся данных рассмотрим следующие моменты формирования Паратунской гидротермальной системы: источники водного питания; температурные условия формирования вод; взаимодействие термальных вод с окружающими породами.

3.1.4.1. Источники водного питания

Формирование химического состава гидротермальных систем, подобно Паратунской, происходило под влиянием двух основных факторов: поверхностного, и взаимодействия в системе вода–порода. Основным вопросом является вопрос об источнике воды гидротермальной системы. На большом фактическом материале по распределению соотношения изотопов кислорода и водорода в поверхностных, грунтовых и глубинных термальных водах нами было показано, что исходной водой для Паратунской гидротермальной системы является вода метеорного происхождения (Chudaev et al., 1998; Чудаев и др., 2000). Это подтверждает предположения высказанные ранее другими авторами (Кононов, 1983 и др.). Как можно видеть на рис. 58, все величины соотношений изотопов кислорода и водорода речных, грунтовых и термальных вод располагаются вдоль линии метеорных вод, что указывает на их единый источник. Согласно данным Ю.Ф. Манухина и Л.А. Ворожейкиной (1976), поступление вод к Паратунскому месторождению (Верхнему, Среднему и Нижнему участкам) идет в основном со стороны хребта Тополового. Общая площадь водосбора по их данным равна 62 км². Общие ресурсы термальных вод с температурой 70-80°С для Паратунской гидротермальной системы оцениваются в 780 л/сек.

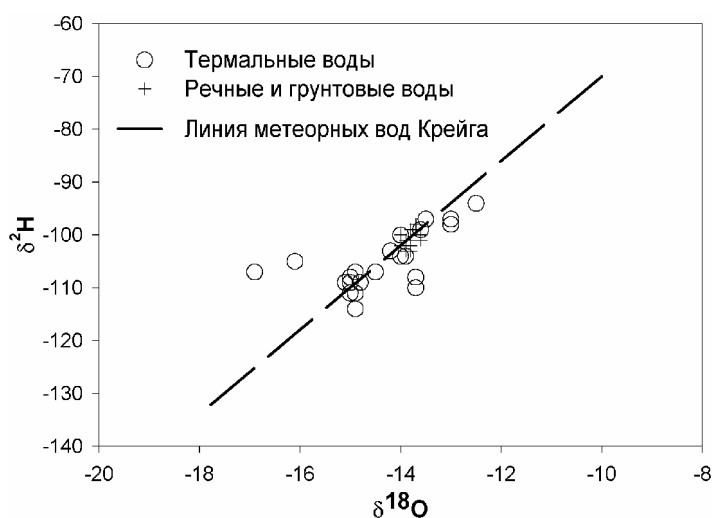


Рис. 58. Соотношение изотопов кислорода и водорода в термальных и поверхностных водах Паратунского бассейна

3.1.4.2. Температурные условия формирования вод

Для того чтобы оценить условия формирования вод, нами были рассчитаны "базовые" температуры вод Паратунской гидротермальной системы с использованием Si-геотермометра (табл. 16). Как показали данные В.А. Ильина, В.И. Кононова и др. (1979), наиболее приемлемым для вод Паратунского месторождения из всех существующих гидрохимических показателей является Si-термометр. Наши расчеты с использованием программы SOLMINEQ подтвердили этот вывод. Использование Na-K, Na-K-Ca и др. геотермометров дает завышенные результаты, в силу отсутствия равновесия (Чудаев и др. 2000).

Среди Si-геотермометров халцедоновый дает несколько заниженный результат по сравнению с экспериментальными замерами температуры в скважине. В то же время расчеты, выполненные нами на основе кварцевого геотермометра показывают, что он дает наиболее надежные результаты. Разницы в температуре при адиабатическом и кондуктивном охлаждении раствора в данном случае практически нет.

Измеренные и рассчитанные температуры для Паратунской гидротермальной системы Таблица 16.

Место отбора	Т°С	Т°С	Т°С	Т°С
	изм.	халц.	кв.(конд.)	кв.(адиаб.)
Начики -1	74	101.2	128.8	125.6
Начики -2	77.2	104.8	132	128.4
Карымшина, скважина	65.1	74.4	104.2	104.6
Карымшина, источник	50	63.7	94.2	96
Верхняя Паратунка				
Скважина	59.5	68.8	98.9	100
Скважина	33.1	71.3	101	102
Скважина	58.2	78.3	107.8	107.7
Скважина	67.7	76.6	106.2	106.4
Скважина "Горячая сопка"	55.2	68.6	98.8	99.9
Скважина	44.1	73.3	103.1	103.7
Скважина "Вулканолог"	60.2			
Скважина "Вулканолог"	53.2	79.2	108.6	108.4
Ист. "Горячая сопка"	39	51	82.2	85.5
Ист. "Горячая сопка"	38.6			
Средняя Паратунка				
Скважина	15.7	83.4	112.5	111.7
Скважина	54	78.4	107.9	107.8
Скважина	58.6	82.5	111.6	111
Скважина	74.6	80.1	109.5	109.2
Скважина	86.6	83	112	112
Скважина ГК-3	80.8	81.5	110.7	110.2
Скважина ГК-6	76.8	75.1	104	105.8
Нижняя Паратунка				

Скважина Г-2	72.3	76	105.6	105.8
Скважина Г-1	58	72.6	102.5	103.1
Скважина Г-102	96.2	90.1	133.2	129.4
Скважина ГК-139	98.4	81.2	110.5	110
Скважина 502	71.9			
Источник	33.7	73.8	103.6	104

* Температуры рассчитаны по халцедоновому и кварцевому геотермометрам

Таким образом, "базовые температуры" для Паратунского месторождения отличаются в сторону увеличения от Верхнепаратунского участка к Нижнепаратунскому. Это заключение согласуется с профилями термоаномалий, приведенными Ю.П. Трухиным и В.В. Петровой (1976) для Среднепаратунского и Нижнепаратунских участков. По их данным, изотерма с отметкой $> 90^\circ$ на Среднепаратунской участке находится на глубине около 300 м, тогда как на Нижнепаратунском участке она выходит на поверхность. Карымшинский и Верхнепаратунский участки имеют сходные температуры.

3.1.4.3. Взаимодействие вод с окружающими породами

Гидротермальное изменение пород Паратунской гидротермальной системы подробно рассмотрено в работе Ю.П. Трухина, В.В. Петровой (1976). Указанные авторы выделяют три основные метасоматические зоны: эпидот-альбитовая, альбит-цеолитовая и альбит-эпидот-цеолитовая. На Среднепаратунском участке преобладает эпидот-альбитовая зона, на Нижнепаратунском в интервале глубин 160-530 м развита альбит-цеолитовая зона, глубже – альбит-эпидот-цеолитовая.

Чтобы оценить степень взаимодействия термальных вод с породами, нами с помощью пакета программ SOLMINEQ были рассчитаны индексы насыщения термальных вод по отношению к различным минералам. Оказалось, что термальные воды водоносных горизонтов Паратунского месторождения пересыщены по отношению к цеолитам – анальциму, шамозиту, гейландиту, вайракиту, клиноптилолиту, ломонтиту, мордениту (натриевому и калиевому), филлипситу, стилбиту; глинистым минералам – смектиту, иллиту, хлориту, а также к эпидоту, цоизиту, кальциту, адуляру, альбиту, бариту и кварцу (табл. 17). Характерно, что большинство указанных минералов идентифицированы Ю.П. Трухиным, В.В. Петровой (1976) в образцах керна Паратунского месторождения. Согласно указанным авторам, в настоящее время возможно осаждение из термальных вод только кальцита, ангидрита, монтмориллонита, иллита и сульфидов железа. На этом заключении авторы делают вывод, что Паратунская гидротермальная система находится на заключительной стадии регрессивного этапа. Данный вывод является неверным. Полученные нами данные (Чудаев и др. 2000) свидетельствует о том, что заложение Паратунской гидротермальной системы произошло до грабенообразования (ранее плейстоцена), и в на-

стоящее время развитие этой системы находится только на начальной стадии регрессивного этапа.

Таблица 17

**Индексы насыщения минералов
для Паратунской гидротермальной системы**

Минералы	В. Паратунка	С. Паратунка	Н. Паратунка
Адуляр	0,2	0	0,3
Альбит	0,9	0	0,7
КПШ	1,4	1	1,3
Микроклин			1,4
Анальцим		0,1	0,8
Вайрацит	0		
Гейландит	3,7	1,7	3,2
Клиноптилолит-К	0,9	0,3	2,2
Клиноптилолит-Са	2,9	0,9	2,6
Клиноптилолит-Mg	0		
Морденит -К	1	0,1	1,1
Стилбит	3,4	1,7	3,2
Ломонит	1,69		1,2
Дикит	0,6		2,4
Каолинит	0,7		1,7
Смектит Са			1,3
Смектит К	0,4		0,5
Смектит Mg			1
Смектит Na			1
Иллит			0,4
Хлорит	0,5		
Пиррофиллит			1,18
Сапонит Na	3,4	3,2	
Сапонит К	3	2,9	
Сапонит Н	2,2	2	
Сапонит Са	3,9	3,7	0,2
Парагонит	3,4	0,5	4
Арагонит	0,9	0	
Кальцит	1	0,1	
Барит			0,2
Диопсид	2,7	2,72	
Пренит	4,5	2,5	1,7
Эпидот	2,5		0,19

Таким образом, проведенные исследования в пределах Паратунской геотермальной системы дали следующие результаты.

1. Все изученные воды принадлежат к азотным термам сульфатно-натриевого состава. Карымшинские термы по многим геохимическим параметрам близки Паратунским. Несмотря на общий геохимический тип вод, существуют заметные вариации в их микроэлементном составе, отражающие кислотно-щелочные и температурные условия, а также конкретные геолого-гидрогеологические условия. Наиболее существенные различия отмечаются для Нижнепаратунского участка. Для этого участка допускается существование дополнительного источника хлора.

2. Рассчитанные индексы насыщения минералов, свидетельствуют, что термы пересыщены по отношению к минералам характерным для альбит – хлорит – эпидот- ломонтитовой ассоциации.

3. Изучение соотношения изотопов кислорода и водорода в речных, грунтовых и термальных водах показало, что исходной водой для гидротерм является метеорная вода. Это подтверждает ранее сделанный вывод о значительной роли метеорных вод в формировании Паратунской гидротермальной системы. Эволюция вод от атмосферных осадков к термальным водам идет по пути наращивания содержания кальция и гидрокарбонат-иона в грунтовых водах, которые фактически становятся гидрокарбонатно-кальциевыми и далее при повышении температуры и времени взаимодействия с окружающими породами превращаются в сульфатно-натриевые.

5. Анализ температурных условий гидротермального минералообразования, полученных автором расчетным путем с учетом природных наблюдений (Трухин, Петрова, 1976), свидетельствует о том, что заложение Паратунской гидротермальной системы произошло до плейстоцена, и в настоящее время ее развитие находится только на начальной стадии регрессивного этапа, а не окончательной, как предполагалось ранее.

3.2. МУТНОВСКИЙ ГЕОТЕРМАЛЬНЫЙ РАЙОН

3.2.1. Геолого-гидрогеологическая характеристика Мутновского района

В пределах Мутновского геотермального района расположены вулкан Мутновский с самыми мощными на Камчатке фумарольными полями и многочисленными выходами термальных вод и пара, а также вулканы Горелый, Вилюча и разрушенный вулкан Жировской. Наиболее изученной в геологическом и гидрогеологическом плане является площадь Мутновского вулкана. Вулканическая и гидротермальная деятельность началась в миоцене и продолжается до настоящего времени. Район сложен эффузивными и вулканогенно-осадочными породами от олигоценевого до современного возраста общей мощностью 2000 м. Четвертичные породы представлены исключительно вулканическими образованиями: лавами, туфами, игнимбритами и пемзами (рис. 59).

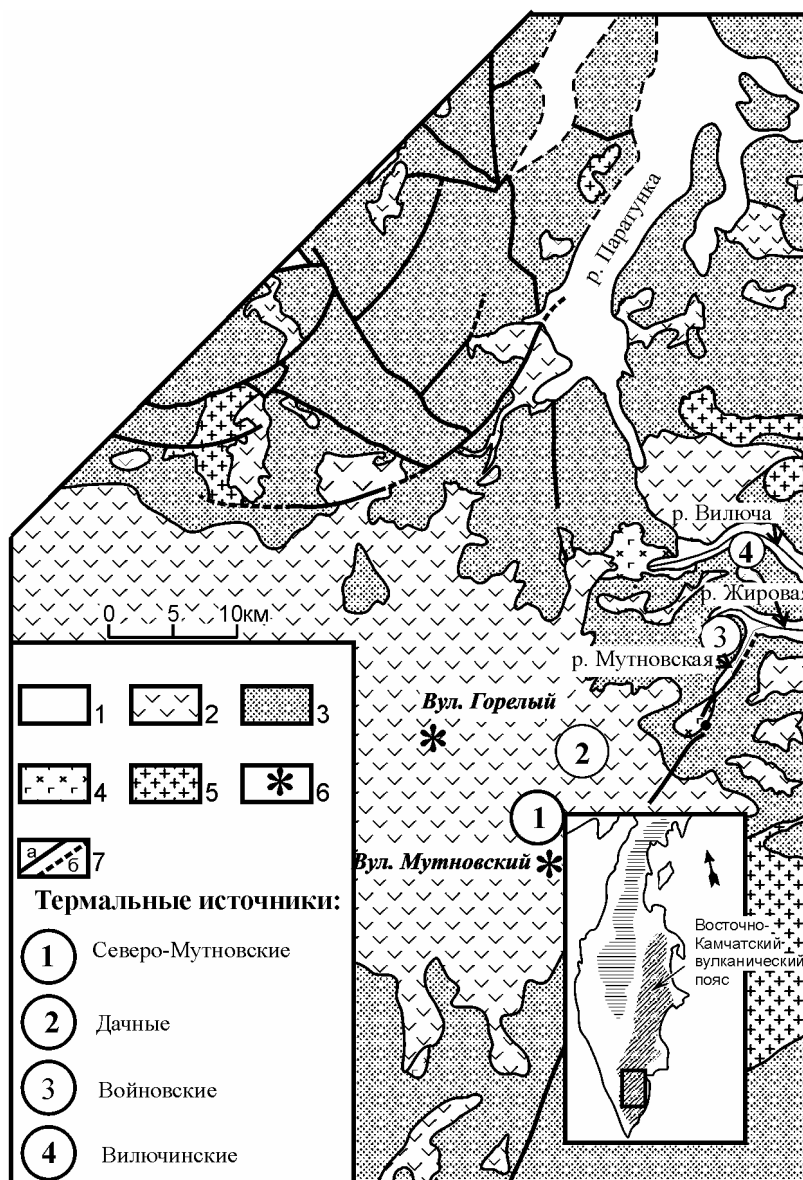


Рис.59. Геологическая схема Мутновского района и сопредельных территорий. Использованы данные А.И. Ханчука, В.В. Иванова (1999). 1 – флювиальные отложения; 2 – четвертичные отложения нерасчлененные; 3 – миоцен-плиоценовые вулканы нерасчлененные; 4 – плейстоценовые (?) габбро; 5 – олигоцен-миоценовые гранитоиды; 6 – действующие вулканы; 7 – разломы: установленные (а), предполагаемые (б)

Устойчивый магматический очаг был сформирован, по мнению В.Л. Леонова (1989), в конце плиоцен-нижнечетвертичного времени. На раннем этапе вулканической деятельности среди продуктов вулканизма преобладали базальты, андезито-базальты. В средне-четвертичное время в районе сформировалась серия близповерхностных очагов кислой магмы. Дальнейшая вулканическая деятельность (расположение очагов вулканизма) контролировалась зоной пересечения разломов меридионального простирания и с-в направления.

Наиболее высокотемпературные гидротермы (кратер Мутновского вулкана и Верхнежировские проявления) приурочены к постройкам среднечетвертичных вулканов с кислым соста-

вом лав. На удалении от них высокотемпературные гидротермы появляются только в зонах крупных с-в разломов (долина рек Мутновская и Жировая, Нижнежировские и Войновские источники).

Согласно Е.А. Вакину и др. (1976), интенсивная часть гидротермальных проявлений сосредоточена в относительно узкой полосе (около 10 км), протягивающейся на север от вулкана Мутновского через Дачные термопроявления до вулкана Вилючинский. В геологическом плане зона представляет собой депрессию, разбитую многочисленными разрывными нарушениями и заполненную продуктами современного ареального вулканизма, вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, дайками, разновозрастными экструзиями. Эта грабеноподобная структура названа Е.А. Вакиным с соавторами (1976) Северомутновской вулканотектонической зоной. Она вписывается в структуру регионального глубинного разлома, который является активным и в настоящее время.

Гидрогеологической спецификой района является большое количество атмосферных осадков, высокая проницаемость покровных отложений и слабая – залегающих ниже. Уже на глубине 100 м трещиноватость пород практически исчезает, что приводит к быстрой разгрузке подземных вод в речную сеть. В связи с этим зоны разломов, особенно их пересечения, являются основными каналами поступления поверхностных вод и выводными путями – для глубинных вод (Геотермические и геохимические исследования..., 1986).

В целом для Мутновского района выделяются три группы термопроявлений:

1 – фумарольные поля кратеров действующих вулканов. Фумарольная деятельность характерна для вулканов Мутновского и Горелого.

2 – термальные проявления Северо-Мутновской вулканической зоны. Среди термальных проявлений Северо-Мутновской вулканической зоны выделяются: Северо-Мутновские, Дачные и Верхнежировские.

3 – термальные поля и восходящие горячие источники. Отличительной чертой последней группы являются выходы только горячих и теплых вод в местах их разгрузки (Геотермические и геохимические исследования..., 1986). В качестве продукта разгрузки выходит только горячая вода, и разгрузка происходит в долинах рек. Сюда входят Нижнежировские, Войновские и Вилючинские.

3.2.2. Химический состав вод

Опубликованных гидрохимических данных, особенно по микроэлементам, для Мутновского гидротермального района не очень много. Наиболее подробные результаты гидрохимических исследований были опубликованы в работах Е.А. Вакина (1976), Геотермические и геохимические исследования, (1986), А.В. Кирюхина и др. (1998), О.В. Чудаева и др. (2000). По

целому ряду физических и химических показателей обычно выделяются три группы термальных проявлений: фумаролы и связанные с ними выделения кратера Мутновского вулкана; парогидротермы Северо-Мутновского грабена (Северо-Мутновской вулканической зоны); термальные воды периферий термальных полей и речных долин.

3.2.2.1. Кратер Мутновского вулкана

В табл. 18 приведены результаты химических анализов терм Мутновского геотермального района (Чудаев и др. 2000).

Таблица 18

Химический состав вод Мутновского района

Кратер	T°C	pH	Eh mv	O ₂ раст.	δ ² H	δ ¹⁸ O	SEC μS/cm	Na мг/л	K мг/л	Ca мг/л	Mg мг/л	HCO ₃ мг/л	SO ₄ мг/л	Cl мг/л	NH ₄ мг/л	Si мг/л
Фумарола	158,0							3,70	0,90	204,00	0,48		619,00			1,15
Кипящий котел	93,9	2,34		0,1			5940,0	10,10	1,00	154,00	18,10	0,00	610,00			15,30
Кипящий котел	93,9	2,34		0,1			5940,0	25,80	3,70	495,00	31,90	0,00	1940,00			26,70
Конденсат	490,0							29,70	0,80	6,48	1,34		41700,00			6,15
Северо-мутновский участок																
Скважина	97,7	7,18		0,0				0,10	0,40	0,32	0,05	159,00	22,00	0,40	9,00	1,91
Дачный участок																
Гейзер	77,4	5,30		0,0	-94,0	-12,6	58,8	1,20	0,80	2,30	0,54	3,40	17,40	1,30	0,84	5,05
Купол	100,0	8,18		0,0	-102,0	-14,5	1370,0	234,00	9,90	12,40	0,42	118,00	62,30	278,00	0,49	58,70
Травертин	83,4	7,31		0,0	-96,0	-13,7	1340,0	204,00	9,40	21,80	0,95	202,00	58,70	244,00	0,51	56,00
Активная группа	96,1	8,30		0,5			1551,0	259,00	51,20	2,76	0,05	160,00	128,00	240,00	0,30	362,00
Скв. I	100,0							235,00	42,30	2,92	0,04		135,00			325,00
Вилочинская группа																
Вилоч. ист.	54,0	8,33						189,00	14,90	113,00	4,25	393,00	162,00	170,00	0,19	54,90
Вилоч. ист.	54,4	6,56	146,0	1,6			1440,0	192,00	14,90	116,00	4,37	389,00	161,00	168,00	0,19	57,00
Вилоч. верхний ист	56,0	6,48		0,5	-101,9	-13,6	1530,0	189,10	14,69	114,85	4,36	386,00	167,65	166,00	0,24	56,05
Родниковое месторождение																
Штольня	86,8	6,98		0,5	-104,6	-13,6	1780,0	245,80	24,93	68,43	2,40	336,00	136,65	247,00	0,79	85,68
Штольня	69,0							215,00	15,70	120,00	4,39		220,00			60,30
Штольня	90,0							267,00	26,50	73,40	2,65		144,00			87,40
Штольня	88,8	7,25	25,0	0,8			1680,0	255,00	24,50	73,00	2,55	332,00	144,00	245,00	0,47	87,00
Сток из штольни в р. Вилоча																
Скважина	28,2	8,21		5,7			903,0	110,80	10,54	69,86	4,01	188,00	121,58	106,00	0,005	38,85
Скважина	66,3	6,91		1,7	-102,3	-14,0	1680,0	205,90	15,23	117,28	4,36	343,00	221,85	160,00	0,24	59,96
Скважина	77,0	8,16						210,00	15,30	116,00	4,29	335,00	218,00	183,00	0,22	59,70
Скважина	75,1	7,25	32,0	3,1			1600,0	212,00	15,40	121,00	4,45	351,00	219,00	183,00	0,18	61,80
Скважина	63,0	6,60	-100,0	1,6			1540,0	210,00	15,20	119,00	4,32	359,00	210,00	183,00	0,21	60,30
Источник радоновый	66,7	6,83	245,0	5,3			1490,0	210,00	16,30	114,00	4,50	364,00	187,00	188,00	0,08	64,10
Грунтовые воды	18,2	8,28	275,0	6,9			650,0	69,10	6,90	64,90	3,54	164,00	94,10	71,90	0,01	27,40
Войновские источники																
Источник	78,4	6,66		0,1			850,0	106,00	11,20	46,00	1,51	121,00	150,00	117,00		58,70
Скважина	97,2	5,92		0,1			1126,0	152,00	13,10	56,70	0,60	155,00	201,00	117,00		71,90

Продолжение табл. 18

Кратер	Fe _{общ} мг/л	Mn мг/л	As мг/л	F мг/л	Br мг/л	I мг/л	Li мкг/л	Be мкг/л	B мкг/л	Al мкг/л	Cr мкг/л	Co мкг/л	Ni мкг/л	Cu мкг/л	Zn мкг/л	Ga мкг/л
Фумарола	0,10	0,04					1,32	0,09	324,70	159,16	2,10	0,28	6,72	1,02	1796,45	0,12
Кипящий котел	21,40	0,76					5,14	0,39	340,25	5267,76	3,74	17,89	20,92	2,78	59,53	0,72
Кипящий котел	170,00	2,36					10,15	1,34	460,60	1432,28	6,24	53,95	42,13	4,98	180,33	2,56
Конденсат	7,910	0,17					15,01	0,25	862,03	6642,51	1552,75	6,54	176,92	8,12	900,14	1,18
Северо-мутновский участок																
Скважина	0,09	0,17		0,01	0,00	0,001	0,28	0,03	4,28	41,84	0,11	0,05	0,31	0,64	13,64	0,14

Дачный участок		0,001														
Гейзер	0,19	0,05	0,03	0,00	0,001	1,50	0,04	67,30	17,43	0,08	0,28	0,77	0,42	3,47	0,14	
Купол	0,02	0,01	0,70	0,00	0,19	1011,42	1,31	789,76	121,33	0,16	0,05	0,41	0,66	0,81	0,83	
Травертин	0,01	0,04	0,68	0,00	0,17	1199,95	1,88	6200,00	60,69	0,27	0,01	1,10	0,22	1,64	0,55	
Активная группа	0,05	0,003	3,80	0,64	0,40	1638,53	6,10	22400,00	1638,91	0,36	0,20	2,84	1,97	3,28	7,45	
Скв. 1	0,03	0,002				2205,83	0,18	815,83	1019,85	0,17	0,01	1,25	0,53	2,30	4,10	
Вилючинская группа																
Вилюч. ист	0,40	0,53	1,26	0,47	0,18	1026,86	0,19	353,46	6,96	2,30	0,25	4,98	0,56	1,10	0,04	
Вилюч. ист.	0,38	0,55	0,430	1,10	0,44	0,18	758,00	0,10	5630,00	3,41	0,07	0,03	1,25	0,16	1,00	0,03
Вилюч.верхний ист	0,37	0,454	1,05	0,423	0,19	1051,48	0,21	411,63	3,80	0,15	0,19	2,84	1,76	1,10	0,19	
Родниковое месторождение																
Штольня	0,02	0,29	1,40	0,61	0,30	1457,91	0,17	289,08	11,43	0,57	0,11	2,50	2,47	4,27	0,19	
Штольня	0,72	0,40				1324,72	0,18	566,50	10,32	0,31	0,18	3,18	0,65	2,66	0,02	
Штольня	0,01	0,34				1806,83	0,27	606,05	9,08	0,19	0,07	1,75	0,32	1,69	0,03	
Штольня	0,01	0,38	0,864	1,45	0,70	0,29	993,00	0,11	7950,00	3,34	0,07	0,03	0,40	0,21	1,00	0,06
Сток из штольни в р. Вилюча																
Скважина	0,02	0,003	0,62	0,28	0,11	574,27	0,11	219,46	7,61	0,11	0,10	1,70	1,92	0,47	0,19	
Скважина	0,66	0,33	1,10	0,48	0,20	1168,05	0,11	263,83	3,08	0,10	0,13	2,23	4,04	2,64	0,19	
Скважина	0,30	0,38	1,32	0,52	0,20	790,38	0,11	225,74	8,59	1,65	0,15	2,66	0,45	0,62	0,03	
Скважина	0,42	0,42	0,496	1,26	0,49	0,20	883,00	0,13	6460,00	1,91	0,19	0,03	0,90	0,08	1,00	0,04
Скважина	5,86	0,42	0,480	1,18	0,49	0,20	862,00	0,02	6390,00	0,75	0,00	0,03	0,40	0,29	1,00	0,03
Источник радоновый	0,04	0,43	0,400	1,20	0,50	0,16	842,00	0,11	6420,00	0,80	0,07	0,03	0,40	0,10	1,00	0,04
Грунтовые воды	0,02	0,02	0,195	0,46	0,18	0,08	257,00	0,02	2200,00	11,71	0,10	0,04	0,70	0,30	1,00	0,03
Войновские источники																
Источник	0,12	0,27				679,47	1,91	6690,00	33,18	0,09	0,10	1,54	0,27	1,64	0,25	
Скважина	0,03	0,20				874,68	2,28	9600,00	31,65	0,14	0,10	1,91	0,33	1,64	0,25	

Кратер	Ge мкг/л	Rb мкг/л	Sr мкг/л	Y мкг/л	Zr мкг/л	Mo мкг/л	Cd мкг/л	Sb мкг/л	Cs мкг/л	Ba мкг/л	La мкг/л	Ti мкг/л	Pb мкг/л	Bi мкг/л	U мкг/л
Фумарола	0,21	1,76	461,96	0,26	0,49	0,06	0,20	0,16	0,16	915,75	0,36	0,03	4,03	0,06	0,02
Кипящий котел	0,76	1,67	194,14	21,44		1,89	0,39	3,29	0,71	10,46	1,81	0,73	1,44	1,53	0,68
Кипящий котел	0,76	5,23	944,13	35,54		1,89	0,30	3,29	0,71	10,46	2,34	0,73	1,44	1,53	0,68
Конденсат	0,33	0,97	117,71	0,31	10,69	2,46	22,52	27,23	0,06	19,21	0,16	45,54	114,08	18,32	0,02
Северо-мутновский участок															
Скважина	0,15	0,26	1,47	0,08		0,38	0,05	0,66	0,33	2,09	0,01	0,15	0,29	0,31	0,14
Дачный участок															
Гейзер	0,15	1,06	11,31	0,06		0,38	0,04	0,66	0,66	3,68	0,01	0,15	0,29	0,31	0,14
Купол	10,93	80,76	92,06	0,03		10,51	0,11	27,17	137,92	2,86	0,02	0,15	0,29	0,31	0,14
Травертин	10,48	75,40	138,41	0,03		8,65	0,12	20,32	133,48	3,94	0,01	0,19	0,11	0,32	0,21
Активная группа	39,30	343,81	35,17	0,02		95,56	0,31	239,25	211,28	3,66	0,03	0,92	0,34	0,63	0,41
Скв. 1	31,43	230,85	43,85	0,01	0,62	100,22	0,11	175,92	175,15	4,88	0,01	1,06	0,42	0,04	0,01
Вилючинская группа															
Вилюч. ист	8,10	58,93	1008,58	0,64	0,79	1,86	0,09	3,64	46,01	57,03	0,01	0,01	0,03	0,08	0,01
Вилюч. ист.	7,72	70,30	941,00	0,53	0,20	2,07	0,03	5,70	61,24	59,05	0,06	0,03	0,29	0,09	0,01
Вилюч.верхний ист	9,55	71,44	1021,85	0,66	22,35	2,36	0,18	5,43	59,17	60,89	0,05	0,14	0,36	0,13	0,09
Родниковое месторождение															
Штольня	11,53	121,32	698,11	0,09	6,19	0,48	0,18	10,21	94,53	90,34	0,04	0,09	0,40	0,13	0,09
Штольня	9,98	79,44	1235,65	0,19	1,05	2,21	0,03	8,14	74,98	71,85	0,01	0,01	0,75	0,04	0,01
Штольня	11,62	123,36	717,63	0,03	0,45	0,35	0,05	9,36	100,58	91,80	0,01	0,01	0,27	0,04	0,01
Штольня	10,34	113,82	739,00	0,07	0,24	0,21	0,03	11,89	105,28	104,28	0,03	0,03	0,62	0,09	0,01

О к о н ч а н и е т а б л . 1 8

Кратер	Ge мкг/л	Rb мкг/л	Sr мкг/л	Y мкг/л	Zr мкг/л	Mo мкг/л	Cd мкг/л	Sb мкг/л	Cs мкг/л	Ba мкг/л	La мкг/л	Ti мкг/л	Pb мкг/л	Bi мкг/л	U мкг/л
Сток из штольни в р. Вилюча															
Скважина	4,62	50,59	421,55	0,06	2,48	6,24	0,16	7,22	36,90	35,76	0,04	0,09	0,23	0,13	0,09
Скважина	9,91	73,20	1195,06	0,245	5,89	2,23	0,16	7,42	70,56	71,51	0,04	0,09	0,31	0,13	0,09
Скважина	7,59	51,17	1046,46	0,11	0,79	2,26	0,03	6,52	55,05	67,77	0,01	0,01	0,25	0,08	0,01
Скважина	10,43	75,13	1110,00	0,21	0,27	2,01	0,05	8,40	76,32	72,78	0,02	0,03	0,46	0,09	0,01
Скважина	8,17	58,54	1100,00	0,09	0,31	3,06	0,03	7,93	72,40	67,48	0,01	0,03	0,65	0,09	0,01
Источник радоновый	6,86	63,96	986,00	0,14	0,19	1,38	0,05	8,06	79,27	75,61	0,01	0,03	0,28	0,09	0,01

Грунтовые воды	3,11	33,77	324,00	0,08	0,17	3,82	0,03	7,46	24,93	26,23	0,04	0,04	0,22	0,09	0,01
Войновские источники															
Источник	8,29	67,62	427,65	0,03		-0,61	0,12	6,24	43,99	23,90	0,01	0,19	0,07	0,32	0,21
Скважина	11,95	68,78	574,94	0,02		-0,61	0,12	25,85	51,94	15,84	0,01	0,19	0,14	0,32	0,21

Пустые ячейки -нет данных

В составе fumarольных выделений Мутновского вулкана (температура одной из fumarол была близка 158°C) заметно преобладание Са над Na+К. Среди анионов отмечается только сульфат-ион. Следует отметить аномально высокое содержание Zn (до 1.86 мг/л), а также Pb, Al, Sb, Cr, Ni, Cu. Высокие концентрации рудных компонентов в кипящих котлах характерны для многих гидротермальных систем мира (Басков, Суриков, 1975, 1989). Заметны количества Sr, Ba, Cs. Анализ конденсата (t = 490°C) показал, что среди основных катионов преобладает Na, достигая концентраций 29.7 мг/л, содержание Са равно 6.48 мг/л, среди анионов встречен только сульфат-ион, содержание которого достигает 41.7 г/л. Среди микроэлементов обращает на себя внимание высокая концентрация Cr = 1.5 мг/л, Zn = 0.9 мг/л, Al = 6.64 мг/л, Ni = 0 мг/л. 18, Cd = 22.5 мкг/л, а также Pb, Bi, Ti (табл. 18).

При этом сравнительно невысоки в сравнении с термальными водами содержания Si (6.1 мг/л), Mn (0.17), Fe (7.9 мг/л), Li (15 мкг/л), Rb (0.97 мкг/л), Cs (0.06 мкг/л), Be (0.25 мкг/л), Ga (1.2 мкг/л), Ge (0.33 мкг/л), Sr (118 мкг/л), Ba (19.2 мкг/л), Mo (2.5 мкг/л), Sb (27.2 мкг/л), Y (0.31 мкг/л), La (0.16 мкг/л). В кипящих котлах Донного поля среди катионов преобладает Са (содержание до 500 мг/л), содержание Mg > 30 мг/л. Среди анионов отмечается только сульфат-ион, концентрация которого варьирует от 610 до 1940 мг/л. Отмечается присутствие Sc (до 1.6 мкг/л) и Zr (0.49 мкг/л). Практически не отмечен Mo, что характерно для кислых вод. Высокое содержание Fe (до 170 мг/л) и Mn (> 2 мг/л) встречено в одном из кипящих котлов (табл. 18). В одном из котлов отмечено высокое содержание Be (до 6 мкг/л), Al (до 5.3 мг/л), Co (до 54 мкг/л), повышенное содержание Cr, Ni, Zn. Температура вод в котлах равна 94°C, pH = 2.34, электропроводность (SEC) 5940 µS/cm.

3.2.2.2. Северо-Мутновское поле

В 3-4 км на север от кратеров Мутновского вулкана в верховьях р. Фальшивая находятся многочисленные выходы парогазовых струй и кипящих котлов. В зависимости от обводненности участка выделяются: водяные котлы, расположенные в обводненных участках; грязевые котлы, находящиеся гипсометрически выше; на сухих участках – парогазовые струи. Особенности состава парогазовых струй являются их низкая минерализация и значения pH, близкие к нейтральным. В то же время в кипящих водяных и грязевых котлах воды имеют кислую реакцию и среди анионов обычно преобладает сульфат-ион (Вакин, 1976). Фактически эти воды

отражают сложный процесс взаимодействия парогазовой смеси с поверхностными водами и окружающими породами.

Водяная смесь парогазовых струй на Северо-Мутновском участке ($t = 97.7^{\circ}\text{C}$), по нашим данным, характеризуется низкой минерализацией. В составе основных катионов отмечается некоторое преобладание $(\text{Na} + \text{K}) = 0.52 \text{ мг/л}$ над $\text{Ca} = 0.32 \text{ мг/л}$. Среди анионов – резкое доминирование гидрокарбонат-иона (159 мг/л) над сульфат-ионом (22 мг/л). Содержание хлорид-иона менее 0.4 мг/л . Воды нейтральные с $\text{pH} = 7.13$. Положение на треугольной диаграмме (рис. 60) свидетельствует, что эти воды принадлежат к Na-HCO_3 типу. В связи с низкой минерализацией концентрация микроэлементов невысока. Можно лишь отметить повышенное содержание $\text{Zn} = 13 \text{ мкг/л}$ (табл. 18). Как отмечает Е.А. Вакин (1976), парогазовые струи Северо-Мутновского участка достаточно близки между собой по составу. Несмотря на общую низкую минерализацию парогазовой смеси "цинковая специализация" наследуется от кратерных fumarol.

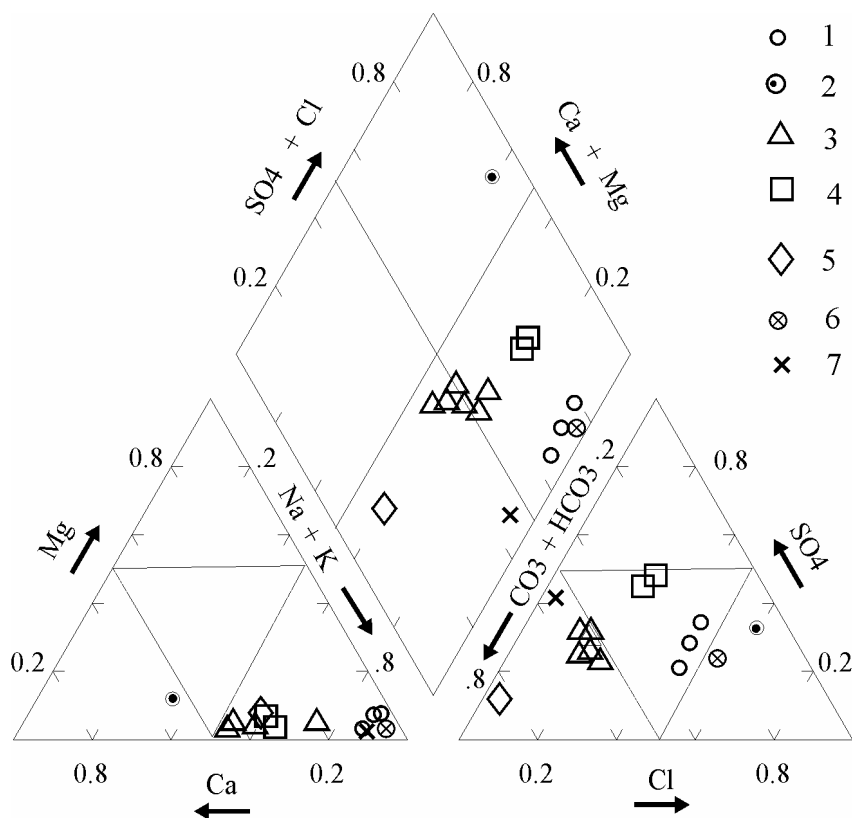


Рис. 60. Диаграмма химического состава вод Мутновского геотермального района. 1 – Дачные термы; 2 – Дачный участок, паро-газовая смесь; 3 – Вилочинские термы; 4 – Войновские термы; 5 – Северо-Мутновское проявление вод; 6-Дачный участок, Na-Cl воды, среднее из 7 анализов (Геотермические и геохимические..., 1986); 7 – Дачный участок, скважины с паро-водной смесью, среднее из 20 анализов (Геотермические и геохимические..., 1986)

3.2.2.3. Дачный участок

Дачный участок в геологическом и гидрогеологическом плане изучен наиболее полно по сравнению с остальными районами. Сочетание структурных факторов (пересечение меридионального глубинного разлома с разломами северо-восточных направлений), относительно низкий гипсометрический уровень по отношению к водосбору, направление подземного стока и другие факторы позволяют предполагать, что Дачный участок является основным центром разгрузки вод и тепла Мутновской гидротермальной системы (Вакин, 1976; Геотермические и геохимические исследования..., 1986). Практически все термопроявления приурочены к пемзовым туфам, которые перекрыты игнимбритами, играющими роль бронирующего слоя (Леонов, 1989).

Мониторинг, проведенный на скважинах, пробуренных на участке, показал, что месторождение представлено двумя уровнями: нижняя часть – водная, расположенная на глубинах более 1000 м, и верхняя – "паровая шапка", фиксируемая до глубин 900 м. Воды нижних горизонтов имеют хлоридно-натриевый состав, конденсат верхней зоны характеризуется гидрокарбонатно-сульфатным составом (Геотермические и геохимические исследования..., 1986).

Хлоридно-натриевые воды глубоких горизонтов характеризуются невысокой минерализацией (< 500 мг/л) с низким отношением Na/K и высоким содержанием кремнекислоты, низким Са и относительно высоким значением сульфат-иона. Содержание лития около 1,3 мг/л; магния – ниже 1 мг/л.

Гидрокарбонатно-сульфатные воды имеют низкую минерализацию. Их состав непостоянен. Хлор почти отсутствует, а рН варьирует в пределах 4-7. В зависимости от геолого-гидрогеологических условий и рельефа, разгрузка вод и парогазовой смеси происходит на нескольких участках.

Среди проявлений Дачного участка выделяется несколько групп: Активная, Медвежья, Утиная, Южная и др. Активная группа является самой мощной из проявлений Дачного участка. Она расположена фактически в воронке фреатического взрыва с высотой стенок в первые десятки метров и диаметром около 200 м. Данные анализа одного из источников Активной группы (Геотермические и геохимические исследования..., 1986) показали, что при температуре 98°C воды имеют кислую реакцию (рН = 3.8); среди основных катионов преобладает Na (12.2 мг/л), содержание Са ниже – 7.6 мг/л. В анионной части преобладает SO₄ (61 мг/л) над Cl (19.9 мг/л). Воды характеризуются довольно низкой минерализацией (около 120 мг/л). По остальным группам (Медвежья, Утиная), судя по тем же опубликованным данным, общая минерализация вод еще ниже, при сохранении того же гидрохимического типа. Для одного из источников Медвежьей группы можно отметить высокое содержание кремния мг/л). Несмотря на вариации

pH в целом, воды остаются кислыми. Источники Медвежий и Утиный представляют собой нагретые паром грунтовые воды, что подтверждено изотопным составом вод, низкой минерализацией, кислой реакцией и преобладанием сульфат-иона среди анионов. Источники непостоянные, меняют температуру и дебит, что связано с гидрогеологическим режимом грунтовых вод (Геотермические и геохимические исследования..., 1986).

Нами (Чудаев и др. 2000) проанализированы несколько выходов Дачных терм: один из Активной группы, воды скважины 1, принадлежащие к Медвежьей группе, два естественных выхода термальных вод, окруженных травертинами (табл. 18). Для скважины 1 характерно резкое преобладание щелочей $(Na + K) = 277.3$ мг/л над Ca (2.92 мг/л). Содержание $Mg < 0.4$ мг/л. Отношение $Na/K = 5.55$. Среди анионов отмечается преобладание Cl . Здесь отмечается достаточно высокая концентрация Si (325 мг/л), а также повышенное содержание Li (2.2 мг/л), Al (1 мг/л), Mo (0.1 мг/л), Cs (0.1 мг/л). Содержание B достигает 23 мг/л. На диаграмме (рис. 59) воды скважины 1 располагаются в поле смешанного типа вод (по соотношению анионов), хотя и близко к чисто хлоридным водам. Для сравнения на диаграмму нанесены также литературные данные по скважине 1, среднее из 7 анализов для воды (Геотермические и геохимические исследования..., 1986), при этом отмечается хорошая сходимость полученных результатов. Указанные воды могут быть отнесены к водам глубоких горизонтов ($Cl-Na$ тип, по Ю.А. Тарану), при следующем соотношении анионов $Cl > HCO_3 > SO_4$.

Анализ пароводяной смеси одного из гейзеров показал, что она имеет кислую реакцию с $pH = 5.3$, электропроводность (SEC) равную $58.8 \mu S/cm$, концентрацию щелочей $(Na + K)$, не превышающую 2 мг/л, $Ca = 2.3$ мг/л. Анионная часть представлена SO_4^{2-} (17.4 мг/л) и HCO_3 (3.4 мг/л), содержание Cl и NH_4 около 1 мг/л (табл. 18). Концентрация микроэлементов сравнительно низка, но в то же время при данной низкой минерализации вод содержание цинка превышает 3 мкг/л. На диаграмму (рис.60) нанесены также данные (среднее из 20 анализов) для пароводяной смеси (Геотермические и геохимические исследования..., 1986). Эти данные отражают состав верхней "паровой шапки" месторождения. Полученные нами результаты для пароводяной смеси (вне скважины) скорее отражают неоднородность состава "паровой шапки", что подтверждается и данными по ряду скважин, где в пароводяной смеси преобладал сульфат-ион, а концентрации кальция и натрия были близки (Геотермические и геохимические исследования..., 1986).

Хлоридно-гидрокарбонатные воды обнаружены в двух источниках (Купольном и Травертиновом). Это щелочные воды с $pH = 7.31$ и 8.18 соответственно, с довольно близкой минерализацией ($SEC = 1340-1370 \mu S/cm$) – табл. 18. По типу вод они близки к описанному источнику в Активной группе с преобладанием щелочей $(Na + K = 244-213.4$ мг/л) над Ca (12.4-21.8 мг/л), содержанием $Mg < 1$ мг/л. В анионной части – Cl (244-278 мг/л) $> HCO_3$ (118-202 мг/л) $> SO_4$ (58.7-62.3 мг/л); NH_4 около 0.5 мг/л. В то же время содержание ряда элементов $Al, Ni, Cu, Zn,$

Ga, Mo, Sb, Cs и др. значительно ниже, чем в источнике Активной группы. Содержание Si в этих водах также заметно ниже, чем в скважине и Активной группе, что, вероятно, связано с формированием травертинов (осаждением кремнезема), окружающих данные источники. Скорее всего, в этих источниках с близким составом основных компонентов происходит разгрузка вод нижних горизонтов, которые в процессе подъема испытали ряд химических изменений.

3.2.2.4. Войновские источники

Войновские источники выходят в долине р. Мутновская, выше ее левого истока, и приурочены к контакту диоритов с туфами андезитов среднемиоценового возраста. На протяжении 400 м было зафиксировано около 5 групп источников с дебитом около 20 л/сек и максимальной температурой 93°C. В начале 80-х гг. источники прекратили существование в результате разрушения селевым потоком, но позже появились вновь. Скважина 300м глубиной, вскрыла водный горизонт на глубине 90 м. Дебит скважины небольшой, около 5 л/сек (Геотермические и геохимические исследования..., 1986).

Войновские горячие воды, по нашим данным (источник и скважина с $t^{\circ} = 78.4$ и 97.2°C соответственно), имеют слабокислый pH (для источника 6.66, для скважины 5.92) – табл. 18. Электропроводность вод невысокая: в источнике она равна $850 \mu\text{S}/\text{cm}$, а в скважине несколько выше ($1126 \mu\text{S}/\text{cm}$). Различия в минерализации, pH, температуре между скважиной и источником связаны с разбавлением вод источников грунтовыми водами. На диаграмме (рис. 60) Войновские термы располагаются в поле Na-вод, но содержание Ca также существенно. По составу анионов воды попадают в поле смешанного типа, но близки к границе сульфатных вод. Среди особенностей химического состава можно отметить повышенные содержания Si (60-70 мг/л), Sr (0.4-0.5 мг/л), В (6.7-9.6 мг/л), Sb (6-26 мкг/л), повышенные содержания Mn (0.2-0.27 мг/л) при низком содержании Fe (0.12-0.03 мг/л). Здесь наиболее высокие содержания Be (1.9-2.3 мкг/л), Ge (8-11 мкг/л), в то время как Al имеет невысокие концентрации. Большинство рудных элементов (Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Y, La, Mo, Cd, Pb, Bi, U) имеют невысокие концентрации. По содержанию Li:Rb:Cs воды близки Дачным и, как будет показано ниже, Вилючинским термам. Соотношение Li:Rb:Cs составляет для источника и скважины соответственно 100:10:7 и 100:8:6.

3.2.2.5. Вилючинские термы

В геологическом плане выходы Вилючинских термальных вод приурочены к разрезу, имеющему следующую последовательность: в основании залегает толща верхнего олигоцена с пропилитизированными туфами андезито-дацитов; выше располагается 350-метровая толща олигоцен-нижнемиоценового возраста, представленная туфами среднего состава и андезитами; плиоценовые образования, расположенные выше, мощностью 400 м характеризуются андези-

тами, андезито-базальтами, туфами и туфопесчаниками; затем следуют игнимбриты и андезиты вулкана Горелого. Среди магматических пород выделяются раннемиоценовые интрузии кварцевых диоритов, гранодиоритов, габбро-диоритов, плиоценовые тела липаритов и раннечетвертичных силлов и андезито-базальтов.

Воды Вилючинской термальной области находятся на периферии Мутновского геотермального района. Здесь выделяются вдоль долины реки Вилюча источники и скважина на турбазе "Алней", а также рудничные воды в штольне золоторудного месторождения "Родниковое". Нами рассмотрены практически все основные проявления Вилючинских терм.

Воды источников имеют слабощелочную реакцию, по составу это $\text{HCO}_3\text{-Na}$ воды с содержанием NH_4 до 0.23 мг/л. На диаграмме, отражающей химический состав (рис. 60), точки Вилючинских терм располагаются достаточно близко друг к другу. В катионной части содержания ($\text{Na} + \text{K}$) преобладают над Ca . По составу анионов все воды попадают в поле гидрокарбонатных вод, но располагаются близко к границе вод смешанного состава.

Содержание Si очень устойчивое (54-57 мг/л) – табл. 18. Весьма сходны содержания большинства микроэлементов: Sr (около 1 мг/л), Ba (около 0.05 мг/л), Li (0.8-1 г/л), B (5.5-5.9 мг/л), Be (около 0.2 мкг/л). Аналогично Войновским водам Mn (0.45-0.54 мг/л) > Fe (0.36-0.41 мг/л). Содержание F превышает 1 мг/л; отмечается повышенное содержание Br – (0.4 мг/л), I – около 0.2 мг/л. Содержание Al является относительно низким (3-11 мкг/л), низкие содержания характерны для Ga (0.04 мкг/л). При этом за исключением одного источника несколько повышены содержания Co (около 0.2 мкг/л), Ni (до 5.2 мкг/л), Cu (до 1.7 мкг/л), Zn (до 2.8 мкг/л), Ge (7.7-9.5 мкг/л); отмечается устойчивое присутствие Y (0.5-0.6 мкг/л) и La (0.01-0.05 мкг/л). Среди всех опробованных здесь источников только для Нижнего характерны заметно более высокие содержания Zr (22.4 мкг/л), Cd (0.18 мкг/л), Pb (0.35 мкг/л), Tl (0.14 мкг/л).

Рудничные воды и воды скважины имеют сходный состав с преобладанием Na в катионной части и HCO_3 – в анионной, в меньшей степени SO_4 или Cl . Содержание Si составляет 40-87 мг/л, Sr , Li – около 1 мг/л, B – 6-8 мг/л. Содержания Mn в основном около 0.4 мг/л, а его соотношения с Fe различны в связи с высокими колебаниями содержаний последнего. Низкие и изменчивые в Родниковских рудничных водах содержания Al (0.7-15 мкг/л), а содержания Be низкие, но достаточно устойчивые (0.1-0.3 мкг/л). Концентрации As в водах составляют 0.2-0.9 мкг/л, а содержания F в основном более 1 мг/л. Отмечаются повышенные концентрации Br (0.2-0.7 мг/л) и I (0.1-0.3 мг/л). Максимальное значение Cr (9.6 мкг/л) соответствует максимальному значению Co (0.9 мкг/л), Ni (10.3 мкг/л), Cu (9.6 мкг/л), Ga (0.13 мкг/л), Sr (1.4 мг/л). Наиболее высокие содержания Zn , Rb , Cd , Zr ассоциируют с высокими содержаниями Sb , Cs , Ba , Pb .

Наряду с изучением химического состава вод Вилючинской площади были проведены исследования по изотопному составу стронция в термальных и поверхностных водах, а также вмещающих пород этого района.

Изотопы стронция. Изотопные соотношения стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в поверхностных и подземных водах зависят от целого ряда причин, и в первую очередь, от соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в дренируемых ими породах. Изотопы стронция, переходящие в раствор в результате взаимодействия воды с разными типами пород, перемешиваются и изотопно гомогенизируются, что позволяет использовать их наряду с изотопами кислорода и водорода при анализе происхождения вод – например, оценить участие и долю вод морского происхождения, как это было сделано для гидротермальной системы Рекьянес (Elderfield et al., 1981) или определить степень смешения вод разных гидрохимических типов (Пампура, 1975, 1977). Известно, что соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде является весьма постоянным и составляет 0.7093-0.7095. Для речных вод средневзвешенная величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по 20-25 % рекам мира равна 0.7109 (Elderfield et al., 1981). В гидротермальных системах Исландии, имеющих в основе метеорную воду, величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьирует в пределах 0.7032-0.70654, для термальных вод Роторуа (Новая Зеландия) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70514-0.70592$ (Graham, 1992), для Паужетской гидротермальной системы Камчатки $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7032-0.7067$ (Пампура, 1977, 1981). В то же время процесс изотопного обмена между водой и породой часто зависит от минерального состава пород а именно от присутствия Sr-Rb-содержащих минералов, поэтому в корках выветривания изотопный состав стронция в растворе не всегда соответствует его изотопному составу в самих породах, т.к. минералы, содержащие стронций, теряют его значительно легче, чем Rb-содержащие минералы. Известно, что радиогенный изотоп ^{87}Sr является продуктом распада рубидия, поэтому выветрелые породы часто бывают обогащены радиогенным стронцием.

Автором определено соотношение изотопов стронция в бассейне р. Вилюча, где имеют место выходы Вилючинских термальных источников и располагается Родниковое золоторудное месторождение, в штольне которого также фиксируются многочисленные выходы термальных вод. Наряду с термальными водами опробовались и речные воды р. Вилючи, а также основные типы пород характерные для этого района. Для сравнения использованы данные, полученные по воде снежника р. Паужетка в районе Паужетского месторождения парогидротерм (Пампура, 1977). Как видно из табл. 19, самым высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ характеризуется вода снежника, несколько ниже – речная вода р. Вилючи. Река опробовалась в двух точках: вне зоны влияния термальных источников и ниже по течению – в зоне воздействия гидротерм. Точки опробования различаются по общему содержанию растворенного в воде стронция, в то же время очень близки его по соотношению изотопов стронция. Увеличение содержания стронция в воде, отобранной ниже источников, вполне объяснимо, так как выходы термальных вод, со-

державших на два порядка более высокие концентрации стронция, после поступления в реку приводят к увеличению его концентрации в речной воде. Разброс значений изотопов стронция в термальных водах данного района невелик и укладывается в интервал 0.703346-0.703373, что может свидетельствовать о близости их происхождения. На рис. 61 нанесены соотношения изотопов стронция в водах и окружающих их породах. Разброс значений изотопов стронция в породах и минералах значительно шире – от 0.703303 в кальците до 0.703408 в гипсе. Термальные воды, взаимодействуя с окружающими породами и минералами, получают усредненное по породам значение соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что хорошо видно на рис. 61. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в травертинах и термальных источниках полностью совпадает, что свидетельствует о наступлении изотопного равновесия между водами и травертинами, выпавшими из них.

Таблица 19

Соотношение изотопов стронция в Вилючинских термах

Место опробования	T°C	Sr, мкг/л	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Примечание
Снежная вода, Паужетка, Камчатка		6	0.70950	В.Д. Пампура [1981]
Река Паужетка		34	0.70510	В.Д. Пампура [1981]
Река Вилюча		7	0.703515	вне зоны влияния терм
Река Вилюча		14	0.703534	в зоне влияния терм
Вилючинский источник	54	941	0.703373	
Скважина в Родниковом	66.3	1110	0.703362	
Термальные воды в штольне	86.8	739	0.703364	
Теплые воды на выходе из штольни	28.2	324	0.703363	
Скважина северная		1100	0.703346	
Радоновый источник в Родниковом	66.7	986	0.703360	

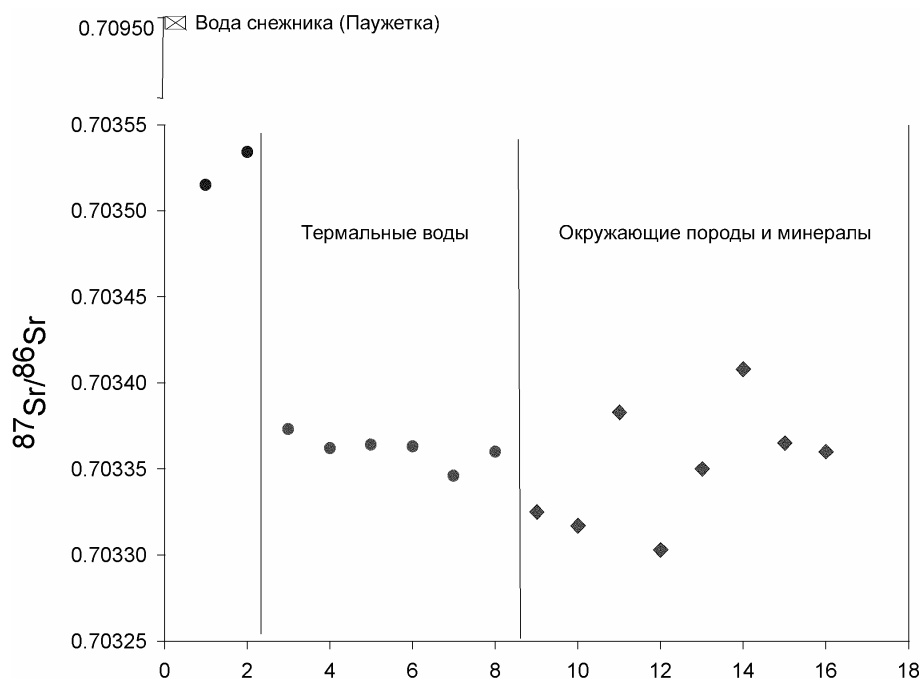


Рис. 61. Соотношение изотопов стронция в водах и породах Вилючинского бассейна. Поверхностные воды: 0 – вода снежника, Паужетка (Пампура, 1981); 1 – р. Вилюча (верховье); 2 – р. Вилюча (ниже термальных источников); Термальные воды: 3 – источник; 4 – скважина; 5 – штольня; 6 – сток из штольни; 7 – скважина; 8 – источник; Окружающие породы: 9 – андезит; 10 – игнимбрит; 11 – диорит; 12 – липарит; 13 – кальцит; 14 – гипс; 15 – травертин источников; 16 – травертин скважины

Характерна зависимость между общим содержанием стронция в воде и соотношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: наименьшие концентрации стронция отмечаются для воды снежника и речной, в то же время эти воды обладают наивысшим соотношением изотопов стронция (рис. 62). Для Вилочинских терм нет строгой обратной зависимости общего содержания в воде Sr и его изотопного отношения. Наличие такой связи часто расценивается как показатель смешения вод разных типов, например грунтовых с большой величиной отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низким общим содержанием Sr и глубинных вод с более низким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и повышенным содержанием стронция. Смешанные воды будут занимать промежуточное положение при условии, что соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в предполагаемых "смешанных водах" выше, чем в окружающих их породах. Образование кальцита может привести к понижению общего содержания стронция в воде, поскольку стронций изоморфно входит в кристаллическую решетку кальцита.

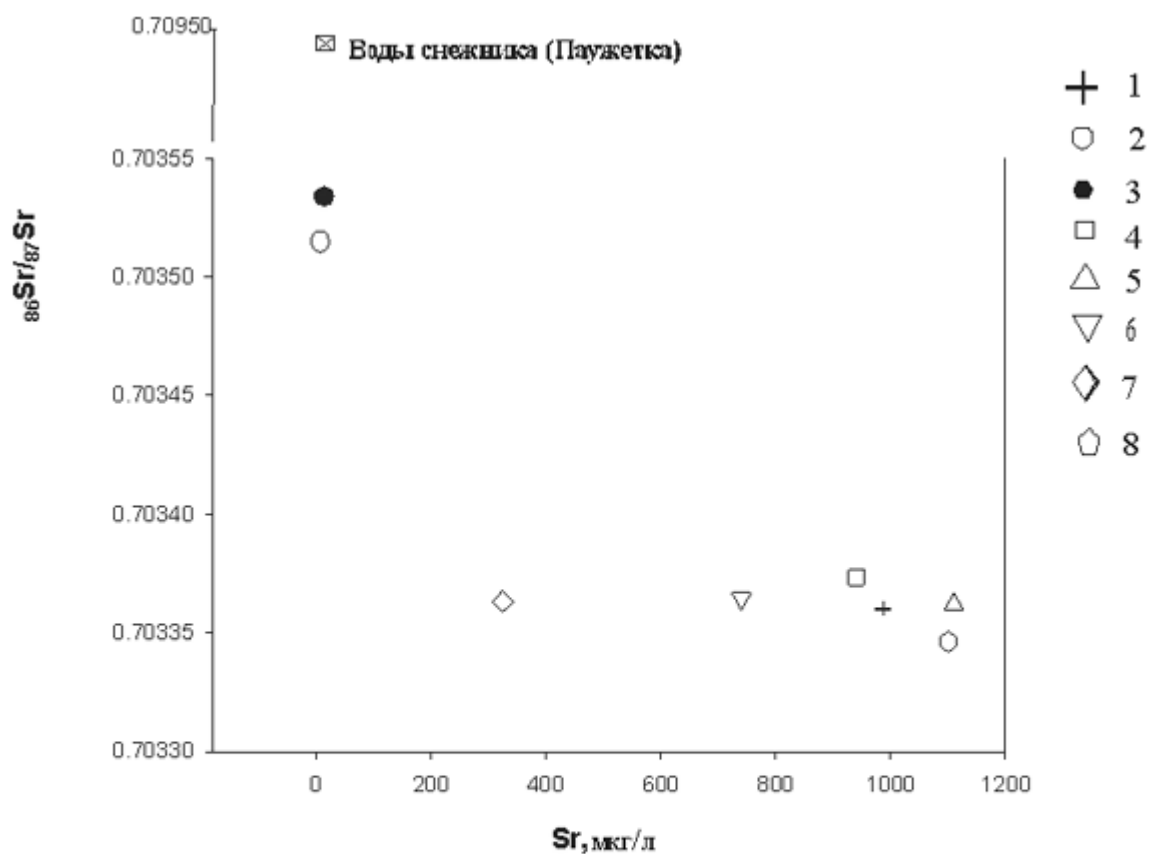


Рис. 61 . Соотношение изотопов стронция и концентраций стронция:
в Вилычнских термальных водах
1 - ист. Радоновый; 2-Р. Вилоча (Верховье); 3-р. Вилоча (низовье);
4-ист. Вилочинский; 5-скважина; 6-штольня месторождения Родниковое;
7-сток из штольни; 8-скважина

Изучение изотопов стронция Вилючинских источников позволило установить близость изотопных соотношений стронция в термальных водах, что может свидетельствовать об общности их происхождения и близких величинах разбавления термальных вод грунтовыми.

Из сопоставления данных по изотопам стронция для Паужетской (Камчатка), Роторуа (Новая Зеландия), исландских гидротермальных систем, а также Вилючинских источников следует вывод о сходстве происхождения вод (метеорное). Загрузка вод в Вилючинскую гидротермальную систему происходила и происходит за счет поверхностных вод Вилючинского водосбора. Основным источником поступления стронция в термальные воды Вилючинской системы – окружающие породы, с которыми воды находятся в изотопном (по стронцию) равновесии.

3.2.2.6. Сравнительный геохимический анализ вод

Попытаемся проанализировать основные черты геохимического сходства и различия термальных вод Мутновской гидротермальной системы, в которой особо выделяются фумаролы и их конденсаты кратера вулкана Мутновского. Полученные нами данные по одной из фумарол с температурой на выходе 158°C и конденсату 49°C свидетельствуют, что соединения серы являются доминирующими (619 мг/л и 41.7 г/л SO_4^{2-} соответственно). Другой особенностью изученных нами проявлений является аномально-высокие концентрации Zn, Pb, Al, Sb, Cr, Ni, Cu. В фумарольных водах доминирует кальций над натрием, тогда как в конденсате картина обратная. Как справедливо отмечает Е.А. Вакин (1976), различие составов фумарол кратера может быть связано с глубиной залегания питающего их магматического тела, с одной стороны, и влиянием внешних факторов – с другой. В частности, состав вод в водяных и грязевых котлах формируется под действием поднимающихся газов, растворяющихся в водах. Вода становится, как правило, кислой, в нашем случае $\text{pH} = 2.34$, происходит интенсивное выщелачивание элементов из окружающих пород. В зависимости от соотношения газов, воды и состава пород соотношение компонентов может широко варьировать, формируя разнообразие состава вод таких котлов. Тем не менее, химическая специализация глубинных газовых потоков в водах котлов сохраняется. В рассмотренных нами случаях отчетливо прослеживается цинковая специализация (в фумарольных газах содержание цинка – до 1.8 мг/л). Те элементы, которые имели повышенные содержания в фумарольных и конденсатных водах, отмечаются в повышенных концентрациях и в котлах, несмотря на некоторое снижение содержаний (рис. 63, 64).

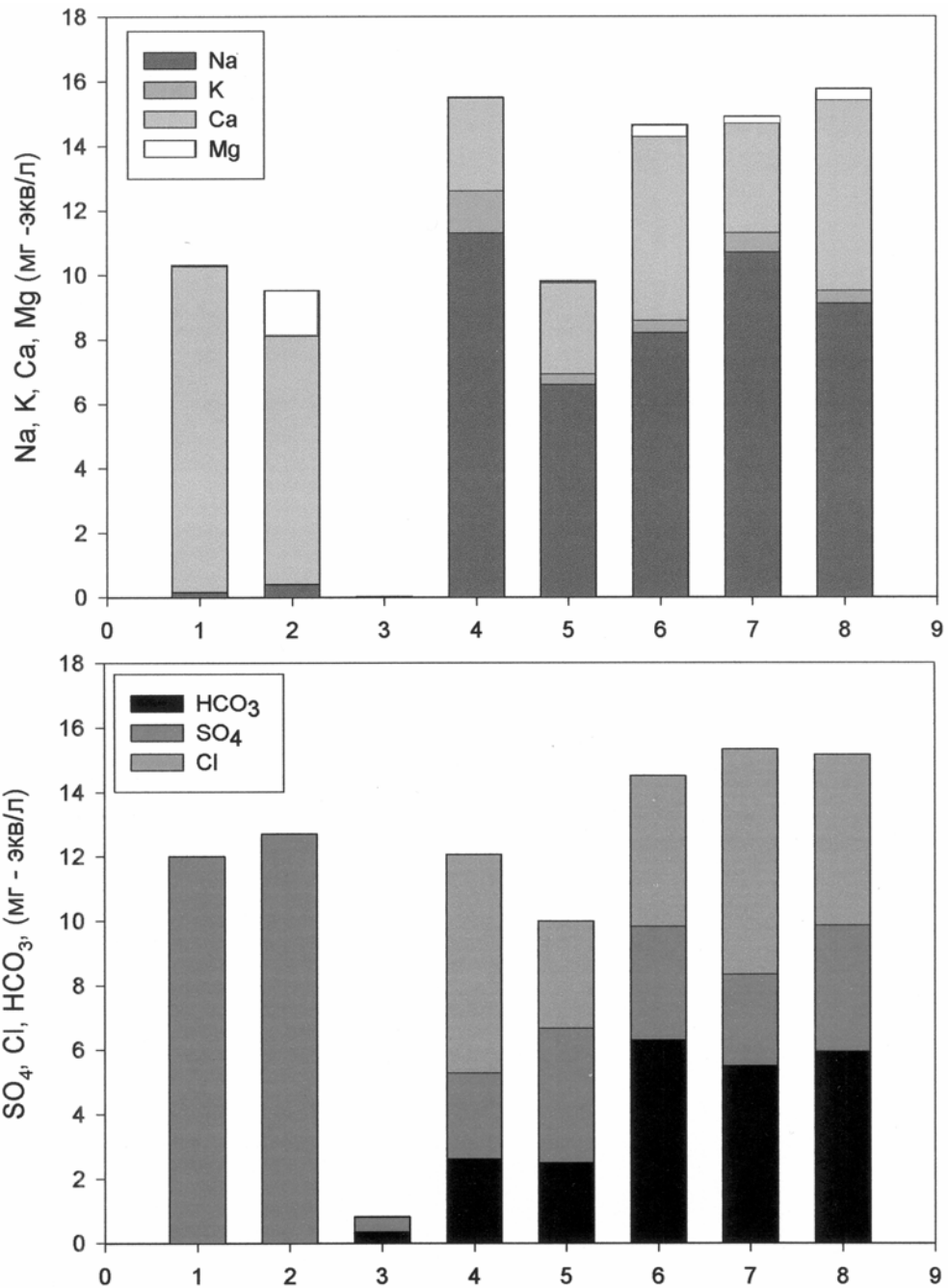


Рис. 63. Соотношение основных ионов в термальных водах Мутновского геотермального района. 1 – фумарола; 2 – фумарола-кипящий котел; 3 – Северо-Мутновская скв.; 4 – активная воронка (Дачный уч-к); 5 – Войновский уч-к, скважина; 6 – Вилючинский источник; 7 – Родниковая штольня; 8 – Родниковая скв.

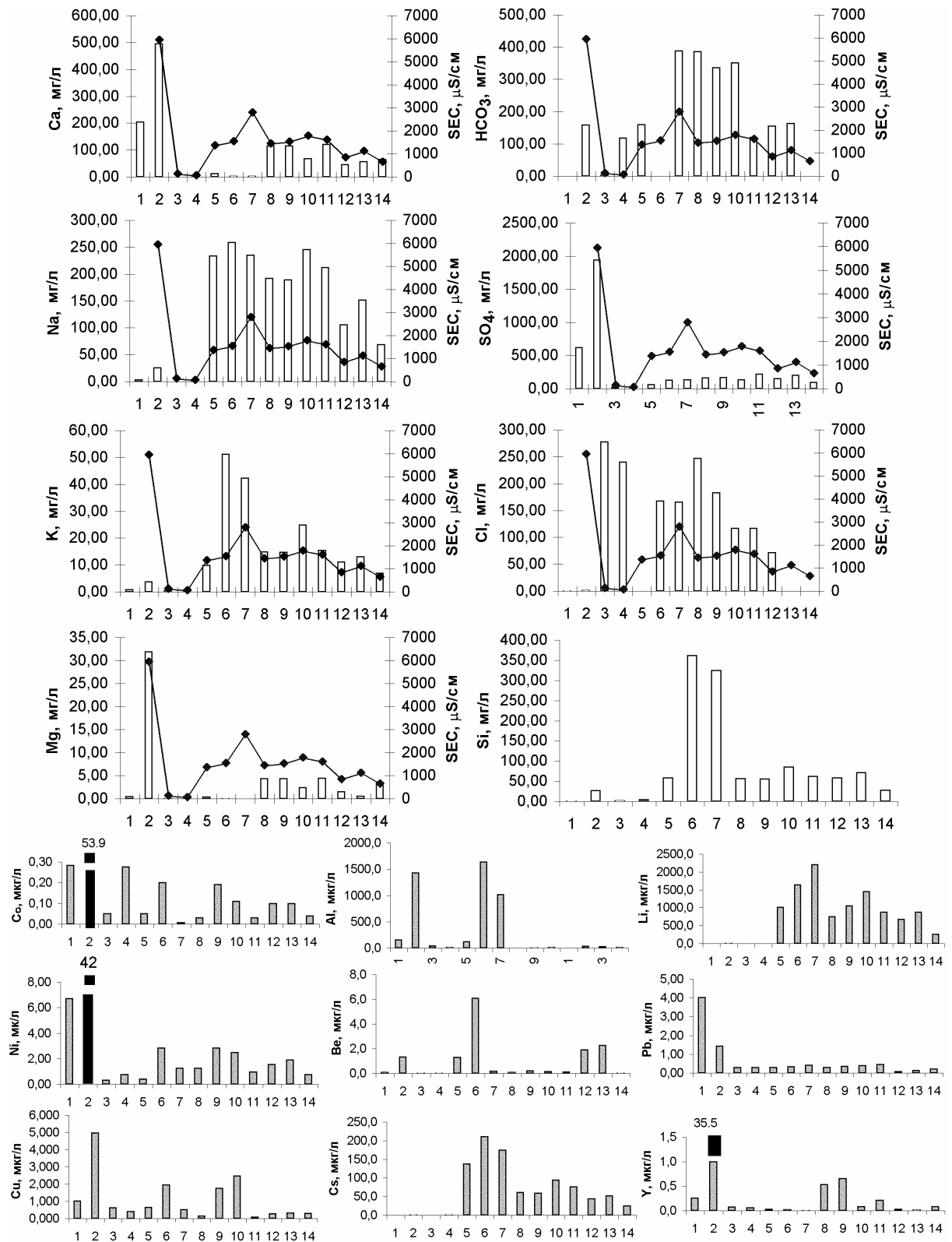
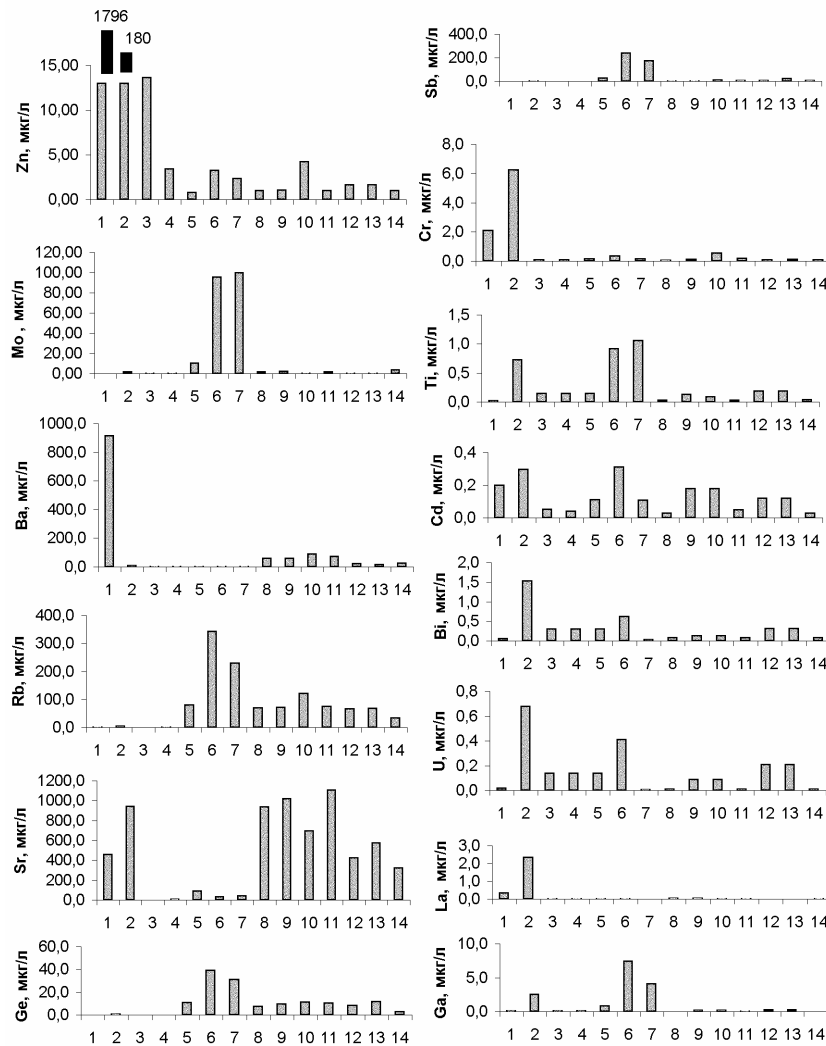


Рис. 64. Распределение химических элементов в водах Мутновского геотермального района. Кратер: 1 – фумарола, 2 – кипящие котлы; Северо-Мутновский участок: 3 – скв.; Дачные термы: 4 – гейзер, 5 – купол, 6 – активная воронка, 7 – скв.1; Вилючинские термы: 8 – ист. Нижний, 9 – ист. Верхний; Родниковое месторождение: 10 – штольня, 11 – скв., 12 – источник, 13 – скв., 14 – грунтовая вода



Окончание рис. 64

Для остальных участков Мутновской гидротермальной системы большинство вод на диаграмме состава (рис. 60) находится в поле "щелочей", где главную роль играет натрий. Незначительное превышение кальция над натрием отмечается для парогазовой смеси одного из Дачных проявлений. Все воды содержат достаточно низкое содержание магния (рис. 63, 64). В анионной части вариации состава более значительные. Данные, которые нами получены, свидетельствует о том, что воды чаще всего не имеют одного доминирующего аниона, за исключением Нижнемутновского термопроявления, где гидрокарбонат-ион является определяющим (Чудаев и др. 2000).

В составе парогазовой смеси преобладает Ca, а в анионной части – сульфат и гидрокарбонат-ионы. Определяющая доля Na в формировании солевого состава вод Мутновской системы (за исключением кратера) хорошо иллюстрируется на графике зависимости Na и SEC (рис. 65), в то же время связь кальция и электропроводности практически отсутствует. Натрий имеет достаточно хорошую связь с хлором, т.е. глубинный хлоридно-натриевый раствор является опре-

деляющим в образовании паровой фазы. Хлор-ион имеет довольно хорошую корреляция с Rb и определенную зависимость с В (рис. 66).

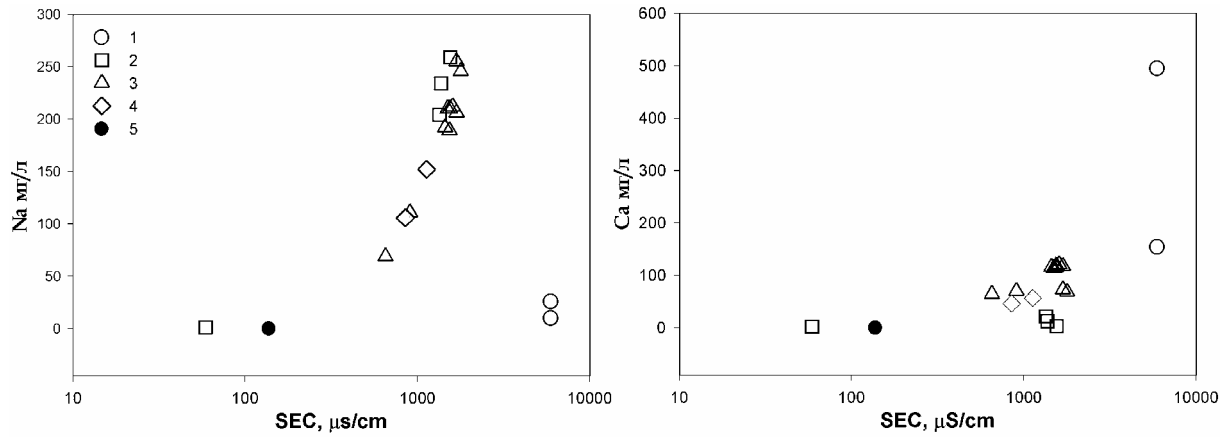


Рис. 65. Зависимость электропроводности (SEC) от концентраций Ca и Na в термах Мутновского геотермального района. 1 – Кратер Мутновского вулкана; 2 – Дачный участок; 3 – Вилочинские термы; 4 – Войновские термы; 5 – Северо-Мутновское проявление

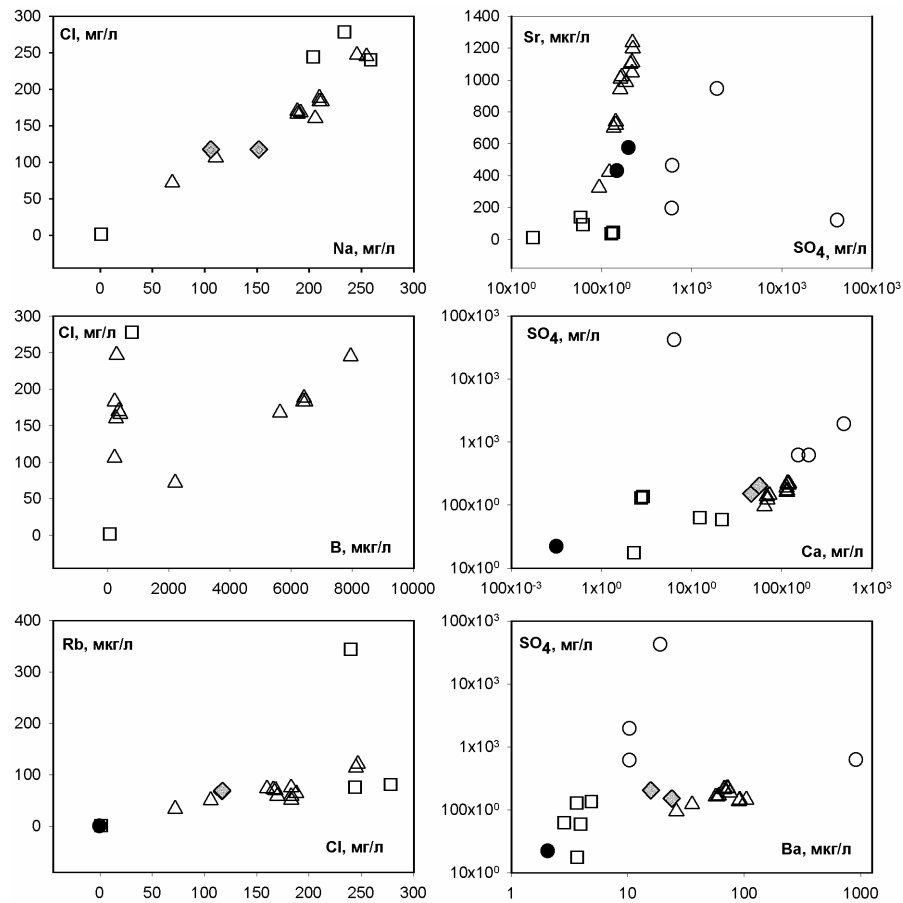


Рис. 66. Связь Cl с Na, В и Rb; SO₄ с Sr, Ca и Ba для термальных вод Мутновского геотермального района. Условные обозначения см. рис. 65

Сернистый газ, соединяясь с водой, оказывает сильное кислотное воздействие на окружающие породы, способствуя выщелачиванию многих элементов. В частности, отмечается хорошая зависимость между кальцием и сульфат-ионом (рис. 66), что свидетельствует о том, что источником кальция в растворе служат вмещающие породы. Для термальных вод наблюдается также близкая к прямой зависимость Ba и SO_4^{2-} , в то же время в термопроявлениях кратера Мутновского (фумаролы, конденсат, кипящие котлы) такая зависимость между этими компонентами отсутствует. С увеличением содержания SO_4^{2-} отмечается возрастание концентрации Sr, Y, La (рис. 67). Для Al такая зависимость отмечается только для Дачных терм.

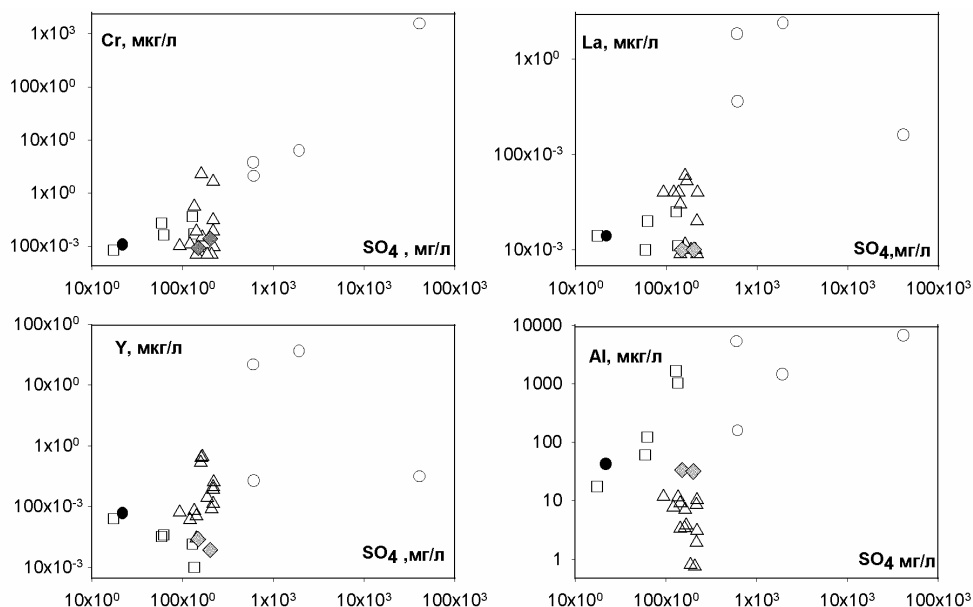


Рис. 67. Связь SO_4 с Sr, Y, La и Al в водах Мутновского геотермального района. Условные обозначения см. рис. 65

Кальций достаточно хорошо коррелирует с Sr, причем, вероятно наступает предел насыщения, когда происходит формирование кальцита в котором стронций фиксируется в качестве изоморфной примеси (рис. 68). На этом же рисунке отображены зависимости между Rb и K, Rb и Li, Cs и Rb, Cs и Li, а также Y и Al.

3.2.3. Условия формирования термальных вод

Рассматривая условия образования гидротерм, остановимся на трех аспектах этой проблемы: источники водного питания; температурный режим вод на глубине; взаимодействие термальных вод с окружающими породами.

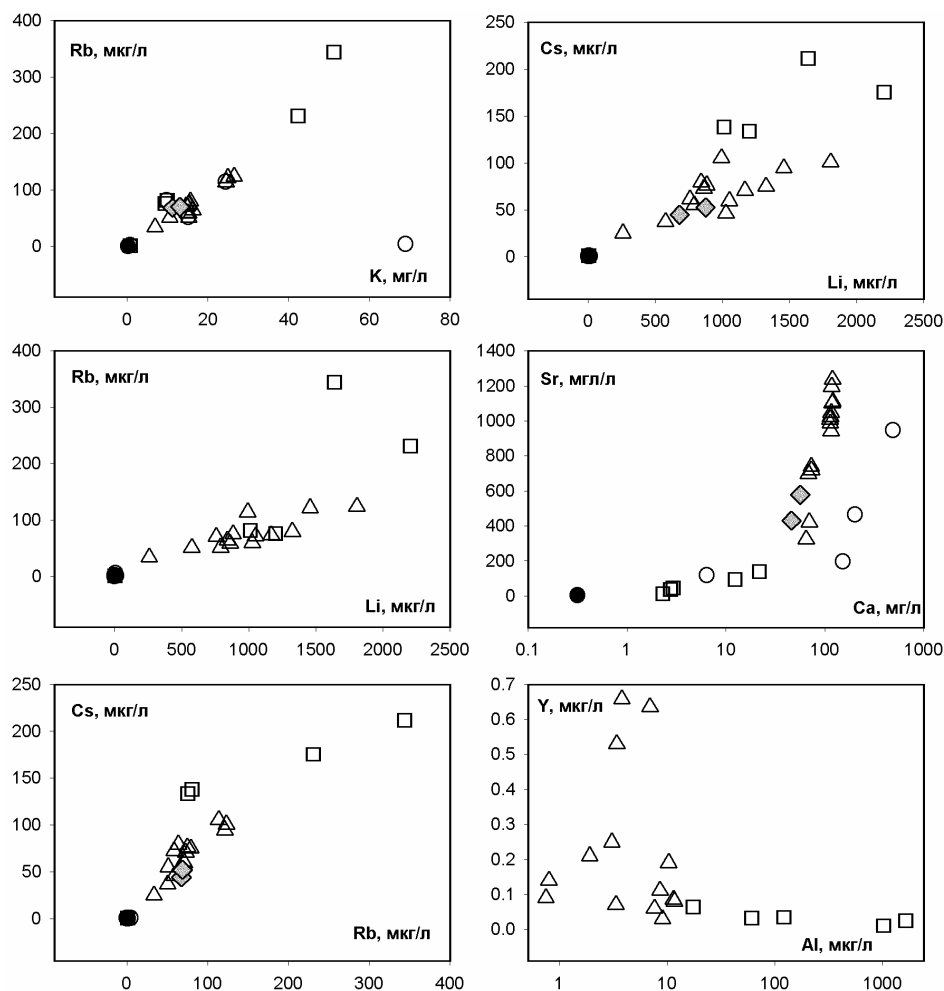


Рис. 68. Связь Rb с K, Li и Cs; Cs с Li; Ca со Sr; Y с Al в термальных водах Мутновского геотермального района.

3.2.3.1. Источники водного питания

Для Мутновской гидротермальной системы накоплено достаточно данных по выяснению источников питания Мутновской гидротермальной системы (Геотермические и геохимические исследования..., 1986; Чешко, 1991; Кирюхин и др., 1998, Чудаев и др. 2000). Практически все исследователи сходятся в одном, основной объем воды в гидротермах составляет вода метеорного происхождения. Даже в кратере Мутновского вулкана не были встречены ювенильные воды. Подробное исследование по изотопным соотношениям кислорода и водорода в Мутновской гидротермальной системе (Верхнемутновский и Дачный участки) были сделаны А.В. Кирюхиным и др. (1998). Авторы пришли к выводу о том, что водным источником для данной системы является ледник, расположенный в кратере Мутновского вулкана.

Данные, полученные автором (Чудаев и др. 2000) и опубликованные в литературе по составу стабильных изотопов кислорода-18 и дейтерия, положенные на диаграмму $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$, свидетельствует о том, что большая часть точек располагается близко к метеорной линии Крей-

га (рис. 69). Температурное фракционирование изотопов отражается в основном в некотором пропорциональном сдвиге вдоль метеорной линии (в частности, более легких паровых проб). И только для группы вод кипящих котлов происходит сдвиг в сторону утяжеления кислорода благодаря дополнительному привнесу тяжелых изотопов кислорода при активном разрушении минералов. Положение этой группы заметно смещается вправо от линии метеорных вод (рис. 68). Подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже.

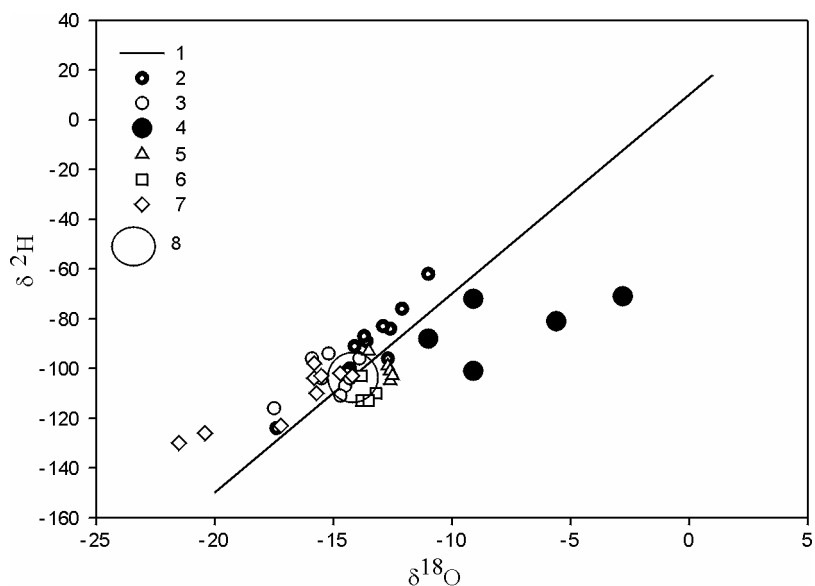


Рис. 69. Соотношение стабильных изотопов кислорода и водорода в Мутновском геотермальном районе (использованы цифровые данные А.Д.Есикова и др., 1989). 1 – линия метеорных вод; 2- метеорные воды; 3 – паровые струи, 4 – гидрокарбонатные смещенные; 4 – бессточные кипящие котлы; 5 – хлоридно-натриевые воды; 6 – водяные скважины; 7 – паровые скважины; 8 – область региональных метеорных вод. Данные Г.А. Карпова (Чудаев и др. 2000)

3.2.3.2. Температурный режим резервуара

Температурный режим глубинного водного резервуара является одной из его важнейших характеристик. Для его измерения используются как прямые методы – непосредственные замеры в скважине, так и косвенные – оценка температур с помощью геотермометров (гидрохимических и газовых).

Возможности применения геотермометров и их ограничения подробно рассмотрены в ряде работ как зарубежных, так и отечественных исследователей (Fournier, 1977; Giggenbach, 1988; Ильин, Кононов, 1979; Таран и др., 1983, 1986), поэтому нет необходимости останавливаться на этом подробно. Для Дачного участка, где пробурено много скважин с замерами температур, использование тех или иных геотермометров подробно рассмотрено Ю.А. Тараном (Геотермические и геохимические исследования..., 1986). Нами проделана подобная работа для остальных проявлений Мутновской гидротермальной системы. Данные расчетов по различным геотермометрам приведены в табл. 20.

В нашем случае наиболее приемлемым является SiO₂ геотермометр (кондуктивный), который дает значение температуры глубинного раствора по скв. 1, равное 284°C, для источника Активной группы – 279°C (табл. 20). Указанная температура для водного резервуара Дачного участка близка таковой (260-280°C), приведенной в работе Ю.А. Тарана с соавторами (1983, 1986).

Для Вилючинского участка температура водного резервуара близка к 180°C, если использовать данные по содержанию кремния в воде из штольни Родникового месторождения (табл. 20). Как нами отмечено выше, эти воды не подвергаются разбавлению менее минерализованными.

На Войновских термах практически не разбавленными водами являются воды скважины. Температура, рассчитанная по SiO₂-геотермометру, составила 163°C (табл. 20).

3.2.3.3. Влияние термальных вод на окружающие породы

Таблица 20

Рассчитанные температуры глубинного резервуара отдельных участков. Мутновского гидротермального района

	SiO ₂ (кон.)	SiO ₂ (адиаб.)	SiO ₂ (хал.)	Na/K	Примечание
Дачный участок					
Скважина 1	284 (268*)	250	285	272,4 (280*)	* (Таран, 1986)
Активная группа	279	246	237	283	
Вилючинский уч.					
Источник (верхний)	148	142	122	196	
Скважина	156	148	106	192.4	
Штольня	179	167	158	218	
Войновский участок					
Войновский источн.	150	143	125	221	
Войновская скв.	163	154	139	204	

Таблица 21

Индексы насыщения минералов для вод Мутновского геотермального района			
Минералы	Дачные термы		Вилючинские термы
	Скважина 1	Ист. активной группы	
Адуляр	4,5	5	1,1
Арагонит		-0,8	-0,7
Альбит	4,5	4,8	1,2
Анальцит	3,8	4,1	0,8
Битовнит	10	4	0,1
Кальцит		-0,7	-0,1
Клиноптилолит	14	15	66
Диккит	6	4,4	3,8
Доломит		-1,5	0,04
Гипс	0,2	-2,7	-0,5
Гейландит	10	11	55
Иллит	7	6,4	2,5
Каолинит	6	4,7	4
КПШ	5	5,7	2,6
Ломонтит	5,8	6,4	1,4
Микроклин	5,7	6,2	2
Морденит	7	5	5
Олигоклаз	2,6	3	-1
Парагонит	11	9	-5,8
Пренит	3,8	6	-1,5
Пирофиллит	7,9	6	-4,3
Санидин	4,4	4	-1,1
Сапонит (Mg)	1,2	8	-2,3
Смектит (Ca)	8,1	5,3	3,8
Филлипсит	1,2		-1,2
Стилбит	10	11	5,0
Вайрацит	4,7	5	-0,8
Эпидот	4,4	6	-2,7
Кварц	1,2	1,2	0,9

глинистым минералам, вместе с тем они близки к равновесию с кальцитом, арагонитом и гипсом (табл. 21). Это подтверждается и природными наблюдениями (Okrugin, 1995; Slovtsov, 2001). И.Б. Словцовым выделяется несколько зон вторичного изменения пород района вулкана Мутновского в зависимости от температуры и состава вод: кварц-эпидот – хлоритовая (самая высокотемпературная и развита в зоне распространения хлоридно-натриевых вод); кварц – вайрацит- пренитовая; иллит-хлорит-кальцитовая и смектит –цеолитовая (самая низкотемпературная, развита в областях гидрокарбонатно-кальциевых вод). Фактически здесь достаточно четко разделяются зона загрузки гидротермальной системы с Ca – Mg – Na метасоматозом и зона разгрузки преимущественно с калиевым метасоматозом.

Вилючинско-Войновские термы, расположенные на периферии Мутновского геотермального района характеризуются альбит-цеолитовой ассоциацией вторичных минералов. Здесь нет эпидота, вайрацита, пренита, сапонита и других минералов, которые встречались в хлоридно-натриевых водах корневого потока (табл. 21).

С определенными допущениями можно говорить, что для Мутновского вулкана характерна классическая геохимическая зональность терм. Сульфатные кислые термы располагаются в

Нами были рассчитаны индексы насыщения минералов для некоторых проявлений Мутновской гидротермальной системы аналогично тому, как это было сделано для Паратунского геотермального района. Для расчета индексов насыщения использовался пакет программ SOLMINEQ, в качестве расчетных использовались данные, полученные нами для термальных вод (табл. 21). В результате был получен список минералов, которые находятся в пересыщенном состоянии по отношению к термальным водам и могут быть осаждены. Приведенные индексы насыщения минералов показывают, что изученные воды пересыщены в основном по отношению к альбиту, адуляру, эпидоту, кварцу, цеолитам,

пределах кратерных воронок, гипсометрически ниже – хлоридно-натриевые. Воды, формирующиеся на удалении от вулканических центров Войновские и Вилючинские термы характеризуются смешанным составом анионов (Войновские) или с преобладанием гидрокарбонат-иона (Вилючинские), а среди катионов резко преобладает натрий. Дополнительные исследования по изотопным соотношениям кислорода водорода в термальных и поверхностных водах подтвердили полученные ранее данные о преимущественно метеорном происхождении термальных вод Мутновского геотермального района. Анализы соотношения изотопов стронция в водах и окружающих породах Вилючинского района свидетельствует о том, что основным поставщиком стронция в термальные воды являются вмещающие породы, с которыми воды находятся в изотопном (по стронцию) равновесии.

3.3. УЗОН-ГЕЙЗЕРНЫЙ ГЕОТЕРМАЛЬНЫЙ РАЙОН

3.3.1. Геолого-гидрогеологическая характеристика

Узон-Гейзерный геотермальный район является крупнейшей на Камчатке территорией сосредоточения современных высокотемпературных гидротермальных проявлений с высоким удельным выносом вещества и энергии. Район расположен в пределах мезо-кайнозойского субдукционного вулканического пояса (Восточно-Камчатского вулканического пояса). По расчётам В.Д. Дмитриева с соавторами (Дмитриев и др., 1979), периферический магматический очаг под Кальдерой Узон, вероятнее всего, располагается на глубине 2.5 км, под Долиной Гейзеров – до 2.0 км. Под плейстоценовым вулканом Кихпиныч он находится на глубине около 1.3 км. Все очаги группируются в пределах купольной структуры размером 29 x 36 км (с радиусом 7.2-12 км), осложнённой ныне этими кальдерами. Для описываемого района выделяются три крупных этапа вулканической деятельности (Брайцева и др. 1974): докальдерный, кальдерный и посткальдерный. Докальдерный этап – конец верхнего плиоцена – ранний плейстоцен. (эффузивные толщи как основного, так и кислого состава. Кальдерный этап – средний – верхний плейстоцен. (образовались кольцевые структуры района, сопровождавшиеся формированием огромных масс игнимбритов). Посткальдерный этап (четвертичное время), слабое проявление вулканической деятельности, образование кислых экструзивных куполов (гора Белая) с выбросами пемзы. Молодые кислые экструзивные купола разделили депрессию на две хорошо выраженные в рельефе впадины: восточную – Гейзерную и западную – Кальдеру Узон.

Благоприятное геологическое строение Кальдеры Узон, в которой молодые рыхлые водопроницаемые породы зажаты в блок древних слабопроницаемых, обусловило формирование здесь своеобразной гидрогеологической структуры, чрезвычайно благоприятной для накопления

подземных вод. Ее своеобразие помимо геологической позиции еще и в том, что в замкнутой впадине четко определена зона инфильтрационного питания. Кольцевой уступ кальдеры, являющийся четким орографическим водоразделом, отграничивает площадь питания около 110 км². Сюда поступают все местные атмосферные осадки. Их обилие в этом районе (> 1000 мм/год), хорошая проницаемость гравеллитов, исключительно благоприятный режим сезонного накопления запасов грунтовых вод (снег лежит по бортам кальдеры 8-9 мес в году) и наличие единственной речки, вытекающей к тому же из крупного озера, хорошо регулирующего сток, а также интенсивная тектоническая проработка пород способствовали формированию в недрах Узонской структуры водоносной системы, состоящей из гидравлически связанных горизонтов грунтовых и артезианских вод, а также трещинных вод тектонических разломов. Горизонты грунтовых вод, питающиеся водами поверхностного формирования (дождевыми, талыми), содержат ультрапресные воды. По составу это гидрокарбонатные кальциево-магниевые-натриевые воды с ничтожно малой минерализацией (порядка 30 мг/л) и близким к нейтральному значению рН (6,3-6,5). Однако в силу высокой насыщенности кислородом эти воды имеют довольно высокий окислительно-восстановительный потенциал – до + 500 мв (Карпов, 1976, 1988; Карпов, 1992, 1995).

Современная гидротермальная деятельность сосредоточена в приосевой зоне кальдеры, тяготея к ее северному борту. На местности хорошо выделяется цепочка термальных полей, протягивающаяся от северного подножья экстрезии горы Белая до прижерловой зоны вулкана Узон. Отмечается четкий тектонический контроль термопроявлений, приуроченных к узлам пересечений глубинного разлома с оперяющими трещинами северо-восточного простирания. По периферии, под внутренними бортами кальдеры, находятся термальные поля, располагающиеся на пересечениях оперяющих разломов с кольцевыми.

Долина Гейзеров узким каньоном прорезает лавовое плато и толщу вулканогенно-осадочных пород. Река Гейзерная дренирует северо-западный склон вулканического массива Кихпинич и собирает все термальные воды, разгружающиеся по ее долине. Она круто спускается в р. Шумная: от верховья до места впадения превышение по вертикали составляет 400 м. В среднем течении р. Гейзерная, выше основных водопадов, левый склон Долины Гейзеров имеет множество термальных площадок с выходом парогазовых струй и термальных вод. Этот участок относится к термопроявлению Верхнегейзерному. В нижнем течении р. Гейзерная на протяжении 2 км расположены многочисленные источники с гейзерным режимом действия (собственно гейзеры Долины Гейзеров). На более высоких гипсометрических уровнях, непосредственно над крупными грифонами гейзеров, выходят парогазовые струи и находятся термальные площадки с грязевыми котлами, горячими озерами. Разгрузка термальных вод в Долине Гейзеров оценивается в 100 л/сек.

Общая тепловая мощность гидротермальной системы Кальдеры Узон и Долины Гейзеров оценивается в 134 тыс. ккал/с (Карпов, 1988). На поверхности она проявляется в виде многочисленных термальных полей с выходами горячих источников, термальных озер, грязевых котлов, грязевых вулканчиков и гейзеров. Характерно, что гейзеры и пульсирующие источники сосредоточены в наиболее опущенном блоке структуры – в кальдере Долины Гейзеров. Их насчитывается здесь около 100. В формировании гидротерм принимают участие холодные инфильтрационные воды, поступающие в глубинные зоны структуры по обрамляющим ее кольцевым разломам. В близкой к осевой части термоаномальной зоны на поверхность выходят наименее разбавленные кипящие субщелочные растворы хлоридного натриевого состава, имеющие повышенное содержание бора, кремния, а в Кальдере Узон – также рудных элементов (As, Sb, Hg, Li, Rb, Cs).

3.3.2. Химический состав термальных вод

Современная гидротермальная деятельность в Кальдере Узон сосредоточена в крайнем западном секторе вулcano-тектонической депрессии. Термоаномалия выражена несколькими разными по интенсивности и характеру зонами на площади в 15 км² в самой пониженной части дна кальдерной чаши. Основная группа источников сосредоточена к северо-востоку от оз. Центральное (рис. 70).

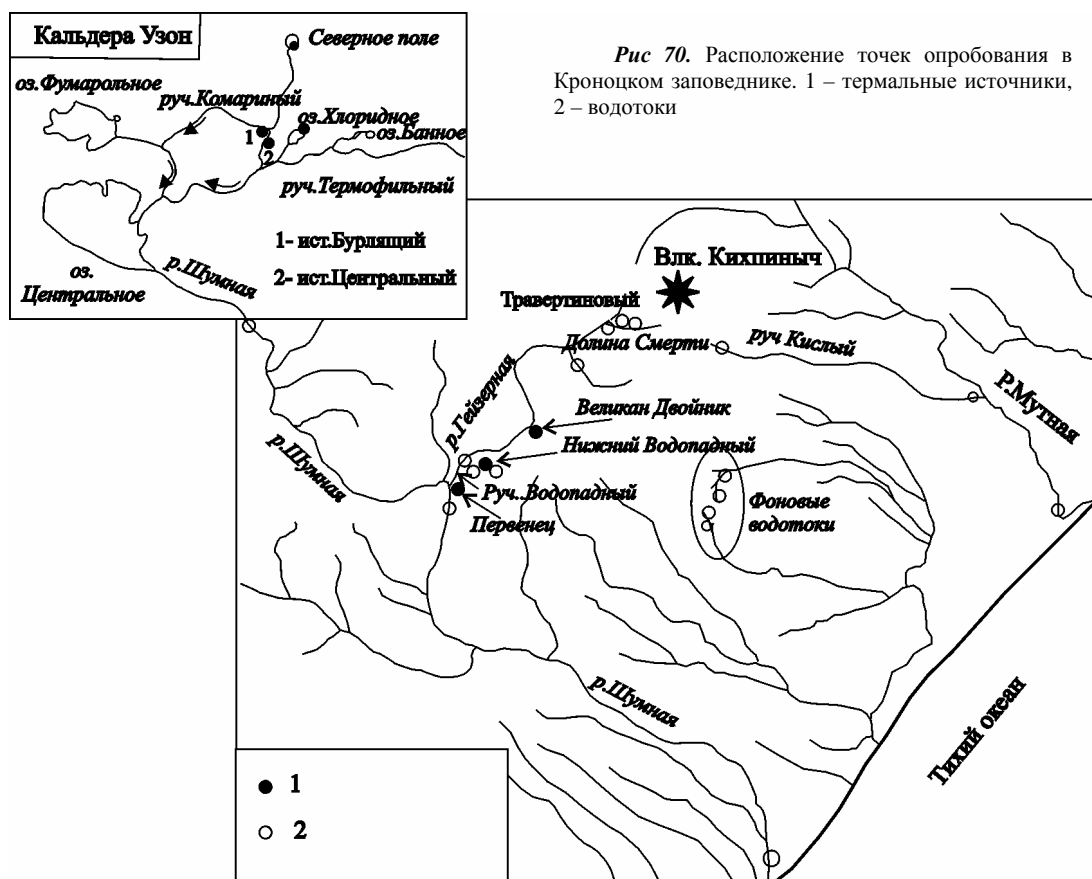


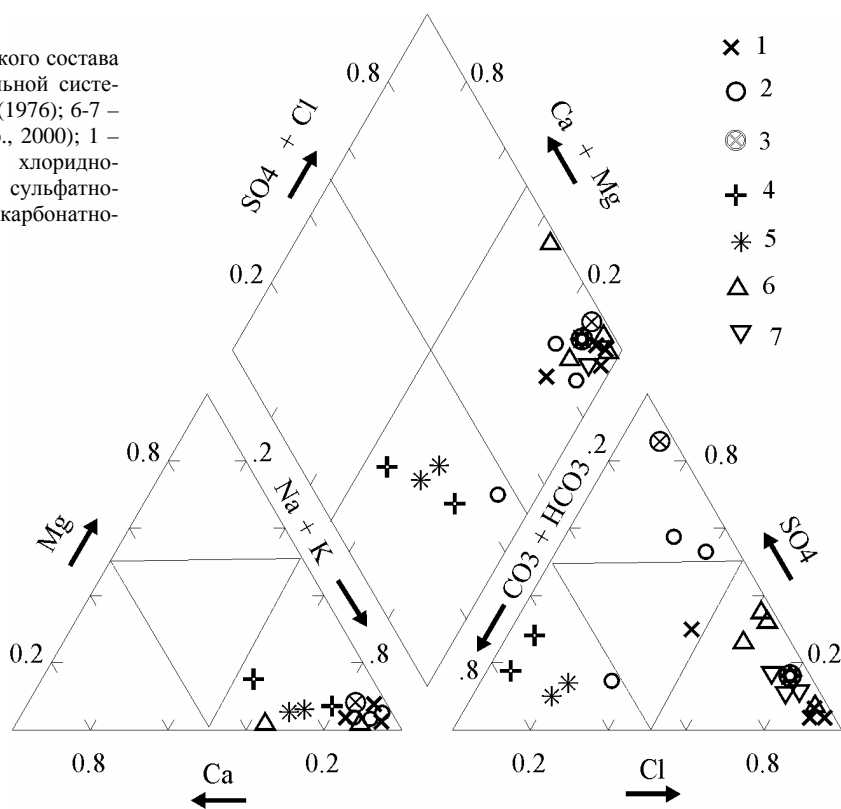
Рис 70. Расположение точек опробования в Кроноцком заповеднике. 1 – термальные источники, 2 – водотоки

В области разгрузки гидротермальной системы Кальдеры Узон термальные воды коренной струи и ее дифференциатов сближены в пространстве. Здесь встречены почти все химические типы вод, присущие зонам разгрузки высокотемпературных гидротермальных систем (Пилипенко, 1974). Распределение химических типов термальных источников, по Г.Ф. Пилипенко (1974, 1976), С.И. Набоко (1974, 1980), Г.А. Карпову (1988) подчиняется концентрической зональности. В центре очага разгрузки расположены выходы коренных перегретых хлоридных натриевых вод, характеризующихся максимальной минерализацией, температурой, содержаниями хлора, натрия, калия, бора, лития, цезия, рубидия, мышьяка, сурьмы. Далее следуют сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные воды. Во внешнем обрамлении термоаномалии выходят кислые минерализованные сульфатные гидрокарбонатные и сульфатные аммонийные воды. От центра термоаномалии к периферии в термальных водах закономерно снижается концентрация специфических компонентов перегретых хлоридных натриевых вод: хлора, натрия, калия, редких щелочей, бора, мышьяка, сурьмы. Концентрация карбонат – и сульфат-ионов возрастает.

Дополнительные данные, полученные нами в результате совместного проекта (Edmunds et al., 1999; Чудаев и др. 2000), для некоторых источников и термальных озер Кальдеры Узон и долины Гейзеров (рис. 70) Они свидетельствуют, что опробованные термальные воды соответствую-

ют по химическому составу преобладающему Cl-Na типу. На диаграмме химического состава вод (рис. 71) нанесены данные Г.Ф. Пилипенко (1976) и наши данные (табл.22). Как видно на диаграмме, все рассматриваемые термальные воды по составу основных катионов попадают в область щелочных вод (Na + K). По составу анионов, по данным Г.Ф. Пилипенко, наблюдается значительный разброс, который отражает различные типы вод. В то же время в определении типов вод, согласно определениям Г.Ф. Пилипенко, наблюдается несогласованность. Например, к хлоридно-натриевым водам отнесены воды ист. Бурлящего, хотя состав анионов у него смешанный, что хорошо наблюдается на рис. 71. Сульфатно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный типы близки по составу анионов и представляют скорее всего один тип – гидрокарбонатный.

Рис. 71. Диаграмма химического состава вод Узон -Гейзерной гидротермальной системы. 1-5 – данные Г.Ф. Пилипенко (1976); 6-7 – данные Г.А. Карпова (Чудаев и др., 2000); 1 – хлоридно-натриевые воды; 2 – хлоридно-сульфатные; 3 – сульфатные; 4 – сульфатно-гидрокарбонатные; 5 – гидрокарбонатно-хлоридные



Опробованные Г.А. Карповым воды (Чудаев и др. 2000) характеризуются преобладанием хлор-иона во всех пробах (рис. 71). Зависимость Na и Cl практически прямолинейная (рис. 72), лишь в ист. Северном соотношение Na/Cl возрастает из-за уменьшения концентрации хлора и относительного возрастания роли сульфат-иона в анионной группе. В то же время соотношение

Cl/SO₄ максимально в ист. Центральном, что соответствует максимальной минерализации вод и наиболее ярко выраженному хлоридному составу вод.

Во всех источниках велико содержание К, которое приближается к содержанию Са, а в опробованных источниках Долины Гейзеров и ист. Центрального превышает его. Содержания калия хорошо коррелируют с натрием, указывая на общий источник их поступления в воду. В источниках кальдеры Узон отмечается высокое содержание аммиака, на порядок превышающее значения в трех опробованных источниках Долины Гейзеров. При этом одинаковое соотношение NH₄/Cl (0.016 и 0.014) в ист. Бурлящем и оз. Хлоридном и практически одинаковые содержания Mg, Sr, В, I указывают на близкий источник формирования этих термальных вод (Чудаев и др., 2000).

Максимальной минерализации ист. Центрального соответствуют не только максимальные значения Na, Cl, но и максимальные содержания Si, Li, Rb, Cs, Sb, В, Br, I, а также Zn, Pb, Cd, Ni, Cu, Be, Cr. Вместе с тем в оз. Хлоридном отмечены наиболее высокие содержания Al (> 1.6 мг/л), La, Y. Наиболее низкие содержания элементов характерны для ист. Северного, хотя здесь встречены максимальные содержания бария.

Источники Долины Гейзеров попадают в поле хлоридно-натриевых вод (рис. 70), но от вод Кальдеры Узон они отличаются более высокими значениями фтора и более низкими – магния.

Распределение и миграция микроэлементов в значительной степени связаны с кислотно-щелочными условиями вод источников. Для вод кислого состава характерны повышенные значения алюминия, бария, халькофильных и редкоземельных элементов, в то время как в щелочных водах более подвижны Мо, Ga. Наблюдается закономерное увеличение концентраций алюминия и никеля с уменьшением кислотности вод (рис. 73).

В группе редких щелочей в основном преобладает Li, превышая, как правило, в несколько раз содержания Rb и Cs. Однако в ист. Северном содержание Li ниже, чем Rb, и соотношение трех элементов принципиально иное.

Полученные нами данные по поведению микроэлементов в изученных водах, в целом соответствуют таковым других авторов (Арсанова, 1974_{1,2}; Набоко 1980; Карпов, 1988), хотя абсолютные значения различаются. Содержания халькофильных элементов сравнительно невысоки даже для кислотных растворов и в целом соотносятся как Be > Zn > Ni, Cu > Pb > Co > Cd. Повышенные содержания редкоземельных элементов соответствуют повышенным содержаниям алюминия. В Долине Гейзеров встречены повышенные содержания Tl.

Содержание химических компонентов в термальных водах Узон-Гейзерной гидротермальной системы.
Данные Г.А. Карпова (Чудаев и др., 2000)

Источник/ компонент	Кальдера Узон				Долина Гейзеров		
	Оз. Хлоридное	Ист. Бурлящий	Ист. Центральный	Ист. Северный	Ист. Первенец	Ист. Великан- двойник	Ист. Нижний Водопадный
T ⁰ C	30	90	73	70	98	92.5	45.6
pH	2.27	6.59	5.82	6.4	8.75	8.24	8.37
	мг/л						
Na ⁺	396	246	1080	44.5	316	554	464
K ⁺	32.7	21	76.9	17.4	23.9	38	39.7
Ca ²⁺	39.1	31.8	46.1	27	18.3	26.1	19
Mg ²⁺	6.72	7.04	1.85	3.13	0.11	<0.04	0.44
HCO ₃ ⁻	<1	131	<1	-	72	61	47
SO ₄ ²⁻	338	245	143	21.4	114	151	111
Cl ⁻	587	474	1760	40.5	404	793	656
F ⁻	0.66	0.2	0.94	-	1.26	1.18	1.8
NO ₃ ⁻	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	0.8
NH ₄ ⁺	8.4	7.4	10.7	<0.01	0.43	0.66	<0.01
Si/H ₃ SiO ₃	81.2/225.7	75.1/208.8	91.3/253.8	86.6/240.7	86.2/239.6	89.3/248.3	88.8/246.9
Br	1.75	0.148	5.3	-	1.02	1.82	1.7
I	0.078	0.0837	0.61	-	0.24	0.52	0.41
P	0.3	0.5	0.8	-	0.2	0.6	0.2
B/H ₃ BO ₃	28.6/163.6	11.2/64.1	66/377.5	1.58/9.0	5.59/32.0	20.1/115.0	17.3/99.0
Fe	1.21	0.07	0.198	0.083	0.016	<0.006	0.022
Mn	0.641	0.248	0.288	0.492	0.007	0.002	0.032
Zr	-	<0.006	<0.006	-	0.009	0.023	0.009
	мкг/л						
Sb	14.4	12.9	290.3	<1	37.8	88.3	80.3
Al	1659.2	119.0	461.4	92.0	88.8	84.4	107.9
Li	2269.2	817.0	5990.3	41.1	1057.0	2571.3	2626.3
Rb	170.4	56.3	583	54.9	158.8	272.6	286.1
Cs	146.4	21.0	486.3	7.6	199.9	305.1	270.4
Sr	120.0	133.8	207.8	161.1	174.3	58.7	134.4
Ba	70.6	90.6	25.5	127.7	3.5	10.2	9.4
MO	1.3	<1	10.3	<1	32.1	44.4	41.2
Ga	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.65	1.4	1.93
Ge	12.0	5.3	32.8	2.0	16.6	32.1	28.9
Cr	0.74	1.3	2.4	<0.1	0.43	1.55	1.7
Be	8.1	3.3	18.9	0.51	1.98	6.0	5.3
Co	0.5	<0.1	<0.1	0.12	<0.1	<0.1	<0.1
Ni	4.8	2.1	5.8	1.5	0.83	1.8	1.3
Cu	3.4	0.78	3.7	0.21	0.78	0.79	0.81
Z	8.1	<1	56.9	<1	<1	<1	<1
Cd	<0.04	<0.04	1.0	<0.04	0.092	<0.04	<0.04
Pb	1.3	0.28	2.4	0.173	<0.2	0.28	0.44
Y	3.5	0.025	0.14	0.049	0.17	0.008	0.06
La	0.12	<0.01	0.058	<0.01	0.019	<0.01	<0.01
Tl	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.203	<0.01	0.44
Электропровод- ность, мS/см	2620	1946	3190	-	917	2800	2260
Na ⁺ /Cl ⁻	0.67	0.52	0.61	1.1	0.78	0.69	0.7
Cl ⁻ /SO ₄ ²⁻	1.4	1.93	12.3	1.89	3.54	5.25	5.9
Li:Rb:Cs	100:8:6	100:7:3	100:10:8	100:132:18	100:15:19	100:11:12	100:11:10

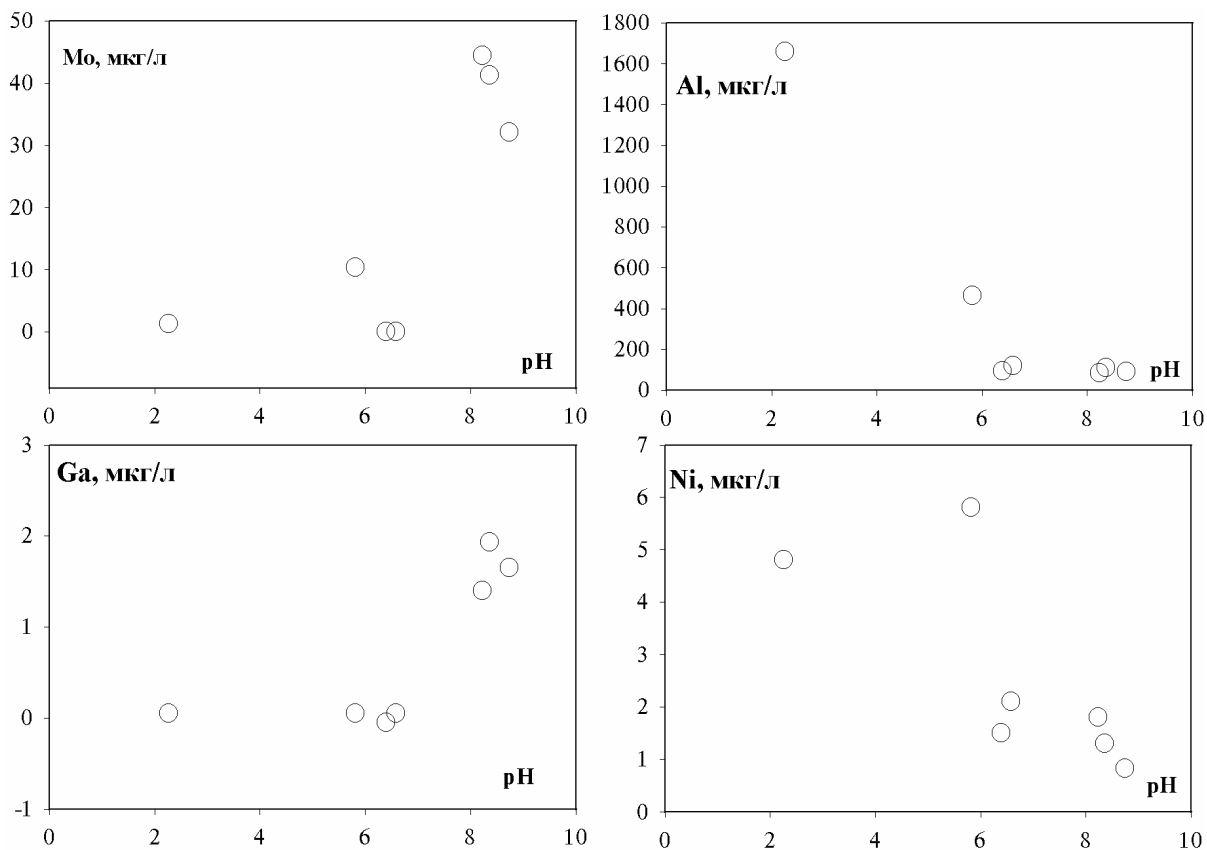


Рис. 73. Взаимосвязь компонентов в термах Узон-Гейзерной гидротермальной системы (Чудаев и др., 2000)

Содержания хлора хорошо коррелируют с содержанием натрия, брома (рис. 73), а также бора, сурьмы, лития, рубидия, цезия. Общая приуроченность к корневому глубинному термальномu потоку указывает на общий источник поступления этих элементов в гидросистему. Другие элементы демонстрируют менее тесную связь с хлором.

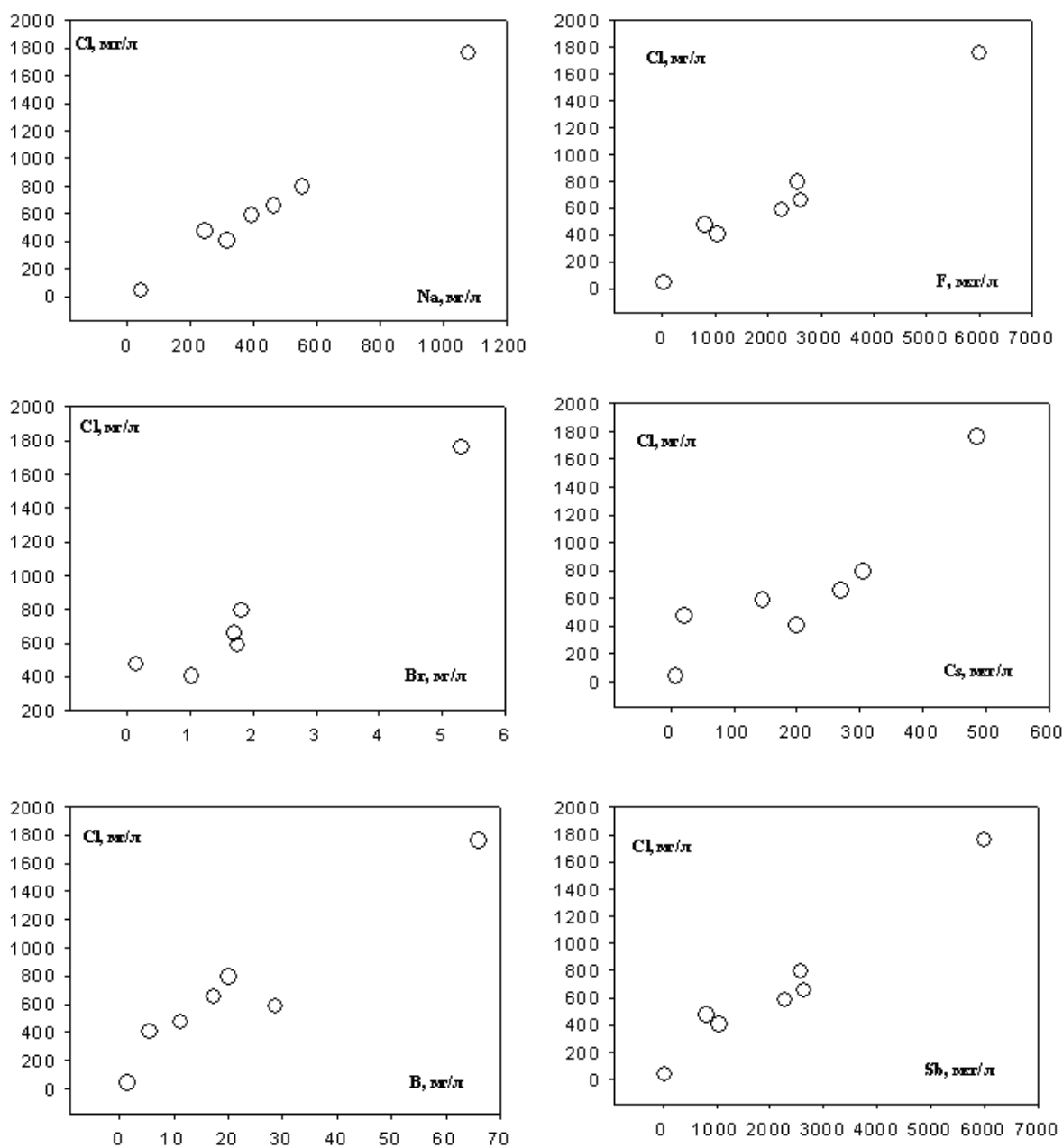


Рис. 72. Связь Cl с Na и Br; Na с K; pH с Al, Ni, Mo в термах Узон Гейзерной гидротермальной системе, Данные Г.А. Карпова (Чудаев и др.,2000).

3.3.3. Газовый состав

Газовый состав указанных терм достаточно подробно рассмотрен в работах В.И. Кононова (1983), И.П. Луговой с соавторами (1987), Б.Г. Поляка (1988), Г.А. Карпова (1988). В основе спонтанно выделяющихся газов преобладает углекислый газ, содержания которого варьирует в

пределах 42-95%, при этом количество проявлений, в которых $\text{CO}_2 > 80\%$ резко преобладает (Луговая и др. 1987). Вторым по распространенности, является азот содержания которого, как правило, не превышает 10 %. Первых процентов может достигать сероводород, водород и метан.

3.3.4. Условия формирования термальных вод

Рассматривая условия формирования термальных вод Узон-Гейзерной гидротермальной системы, остановимся на следующих моментах: 1 – источники водного питания системы; 2 – температурный режим глубинного водного резервуара; 3 – гидротермальное изменение пород; 4 – предлагаемая модель формирования гидротермальной системы.

3.3.4.1. Источники водного питания

К настоящему времени накоплены данные по изотопному составу кислорода и водорода разных типов вод Узон-Гейзерной системы (Луговая и др., 1987; Карпов, 1988; Есиков и др., 1989; Чешко, 1991, Чудаев и др. 2000), позволившие авторам рассматривать метеорные воды как основной источник формирования водной составляющей гидротерм. Анализ объединенных данных показал, что основная масса точек ложится близко к прямой линии метеорных вод Крейга (рис. 74). При этом происходит разделение полей расположения вод разных гидрохимических типов, выделенных в работе А.Д. Есикова и др. (1989) вслед за Г.Ф. Пилипенко (1976), на хлоридные натриевые, сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые, гидрокарбонатные смешанные, сульфатные, конденсатные и воды грязевых котлов.

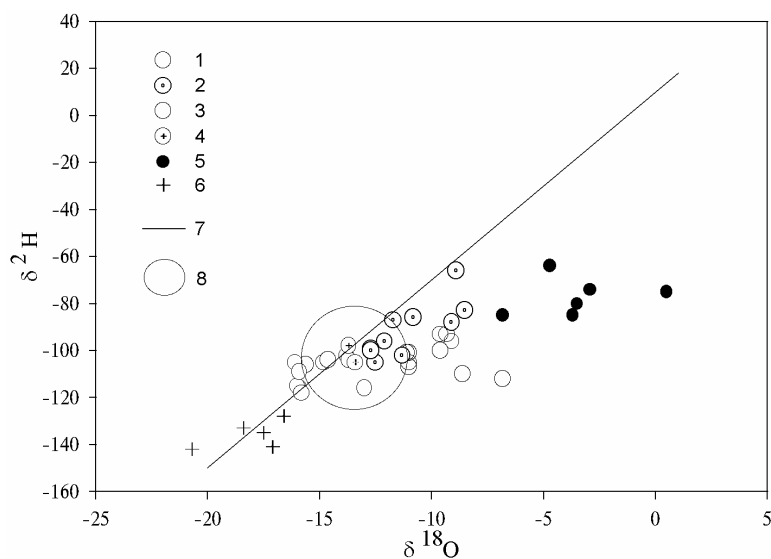


Рис. 74. Соотношение стабильных изотопов кислорода и водорода в Узон-гейзерной гидротермальной системе (использованы цифровые данные А.Д.Есикова и др., 1989). 1 – хлоридные воды; 2 – сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные; 3 – гидрокарбонатные смешанные; 4 – сульфатные; 5 – грязевые котлы; 6 – конденсатные воды; 7 – линия метеорных вод; 8 – область региональных метеорных вод. Данные Г.А. Карпова (Чудаев и др. 2000)

Гидрокарбонатные воды наиболее точно соответствуют региональному метеорному изотопному фону. Их формирование протекает наиболее близко к поверхности и изотопный состав не меняется заметно в сравнении с исходной водой.

Более легкими по составу являются конденсатные воды, что вполне соответствует более легкому изотопному составу пара по отношению к воде. "Облегчение" происходит равнозначно как для кислорода, так и для водорода. При потере же парогазовой фазы в водах происходит некоторое "утяжеление" их изотопного состава.

Наиболее высокотемпературные воды первой и второй групп, смещаются вверх по прямой Крейга относительно метеорных вод близлежащей территории. Для этих групп, прежде всего для хлоридных натриевых вод, отмечается некоторое смещение вправо от линии метеорных вод. Такое смещение происходит благодаря утяжелению кислорода воды, что связано, скорее всего, не столько с температурным фактором, сколько с обменными реакциями с вмещающими породами, которые для других типов вод не являются существенными из-за более короткого времени взаимодействия. Наиболее показательными в этом отношении являются грязевые котлы, в которых происходит существенная переработка исходных пород с извлечением из минералов более тяжелого изотопа кислорода.

Полученные нами данные не показывают четкой зависимости содержаний хлора и тяжелого изотопа кислорода, хотя некоторая тенденция утяжеления кислорода с увеличением содержания хлора все же намечается. По отношению к дейтерию такой тенденции нет. Сравнение данных по $\delta^{18}\text{O}$ и минерализации термальных вод, приводимых А.Д. Есиковым и др. (1989), также не позволяет вывести однозначную зависимость этих величин, а значит, и говорить о привносе более тяжелого изотопа кислорода из магматического очага. Вместе с тем, четко выделяется группа, связанная с грязевыми котлами и имеющая относительно тяжелый изотопный состав кислорода при сравнительно невысокой минерализации (рис.74).

На основании приведенных результатов можно говорить о двух основных факторах дифференциации изотопов кислорода и водорода в воде гидротерм: 1) отделение пара с более легким изотопным составом и 2) изотопный привнос $\delta^{18}\text{O}$ из вмещающих пород.

3.3.4.2. Температурный режим резервуара

Автором рассчитаны базовые температуры водного резервуара (резервуаров) Узон-Гейзерной гидротермальной системы с использованием гидрохимических термометров (табл. 23). На наш взгляд, расчетная температура 200°C является наиболее приемлемой температурой водного резервуара (Чудаев и др. 2000) Она подтверждается и данными В.А. Ильина, В.И. Кононова и др. (1979). На карте прогнозных температур глубинных водных резервуаров Камчатки, по-

**Температуры, рассчитанные по кремниевому и натрий-калиевому термометрам
для Узон-Гейзерной гидротермальной системы**

Термальные проявления	Si- термометр (кондуктивное охлаждение)	Si- термометр (адиабатическое охлаждение)	Халцедоновый термометр	Натрий-калиевый термометр
Кальдера Узон				
Хлоридное озеро	171,6	161,3	149,3	201,3
Ист. Бурлящий	165,5	156,3	142,2	203,8
Ист. Северный	174,8	163,9	152,9	370,5
Ист. Центральный	176,9	165,6	155,3	189,5
Долина Гейзеров				
Ист. Первенеи	174,5	163,7	152,5	194,1
Гейзер Великан	176,8	165,5	155,2	186,7
Ист. Водопадный	176,4	165,2	154	204

строенной указанными авторами, Узон-Гейзерная гидротермальная система попадает в поле температур, превышающих 200°С.

3.3.4.3. Гидротермальное изменение пород

В силу активной поствулканической деятельности вмещающие породы района в той или иной степени претерпели вторичные изменения. Согласно Г.А. Карпову (1988, Карпов Г.А., 1992, 1995), в фумарольно-сульфатарную стадию образовалась подформация серных куполов и серных опалитов, а в собственно гидротермальную стадию произошло образование метасоматитов разноглубинных зон: субвулканической (на умеренных глубинах), субаэральной (на малых глубинах) и зоны сернокислотного выщелачивания с сопряженным минералообразованием в приповерхностных условиях. Наибольшее влияние на изменение окружающих пород имеет собственно гидротермальная стадия.

В субвулканической зоне, которая охватывает интервал глубин 250-2000 м, по данным Г.А. Карпова (1988), формируются вторичные минералы, характерных для типичных пропицитов (эпидот, альбит, адуляр, хлорит, кальцит, смектит, опал, смектит). Среди цеолитов широким распространением пользуется клиноптилолит, который с глубиной становится более натриевым. На отдельных участках клиноптилолит замещается баритом. С увеличением глубины более магнезиальным становится смектит. Субаэральная зона формируется в обстановке вскипания в интервале глубин менее 250 м с образованием следующих основных метасоматических фаций: опал-кристобалитовой, опал-монтмориллонитовой (смектитовой) и цеолит-монтмориллонитовой (смектитовой). На этой стадии сернокислотного выщелачивания формируются следующие метасоматиты: серно-опаловая, опал-алунит-каолинитовая, опал-каолинитовая, опал-смектитовая (глинистая фаза представлена смешаннослойными образованиями).

Несомненно, по мере дальнейшего изучения будут открываться новые минеральные парагенезисы и новые минералы. Представляет интерес оценить, используя компьютерное моделирование, какие минералы могут быть образованы из термальных вод, проанализированных нами. С этой целью нами рассчитаны индексы насыщения минералов для Кальдеры Узон и Долины Гейзеров. В табл. 24 приведен список минералов, по отношению к которым растворы являются пересыщенными. Хлоридно-натриевые воды, согласно расчетным данным, формируют тот же набор вторичных минералов (адуляр – эпидот-хлорит-вайракитовую ассоциацию), что и воды подобного состава Мутновского вулкана (табл. 24). При более детальном изучении природных образцов многие из минералов,

Таблица 24

Рассчитанные индексы насыщения минералов для термальных вод
Узон-Гейзерной гидротермальной системы

Минералы	Кальдера Узон				Долина Гейзеров		
	1	2	3	4	5	6	7
Адуляр		1,8	2,8	3,1	1	1,9	4,4
Альбит		1,9	2,1	3,3	1,4	2,2	4,5
Анальцим		1,7		2,9	1,4	2	3,8
Андезин		0,1		1	0,2	0,2	1,9
Барит	0,4	0					
Халцедон	1,1	0,4	0,6	0,6	0,2	0,4	0,9
Кристобалит	1,0	0,3	0,5	0,6	0,1	0,3	0,8
Кварц	1,9	0,6	0,9	0,9	0,4	0,6	1,2
Кальцит					1		
Арагонит					0,9		
Доломит					1,6		
Шамозит		4,7	4,6	3,6	4,6	4,8	6
Хлорит					6,4	0,03	0,8
Диккит		4,5	6		5,2	2,9	5
Каолинит		4,7				1,2	5
Галлуазит		2,3	3,9	4,7			
Иллит		4	5,6	6,3	0,1	1,4	6
КПШ		2,9	3,9	4,4	2,3	3	5,9
Клиноптилолит		3,7	4,9	7,4	2	4,2	10
Ломонтиг		2,6	3,9	3,7	1,5	2,4	5
Гейландит		5,6	7,5	7,3	4		10
Микроклин		2,9	3,9	4,4	2,3	3	5,9
Морденит (Na)		1,7	2,4	3,6	0,9	2	5,3
Олигоклаз				1,2			
Парагонит		7,6	9	11	2,5	4,4	9,5
Пренит		0,9	0,8				
Санидин		1,6	2,5	2,9		1,7	
Сапонит		2			9	5,3	6
Смектит		5	6,4	7		1,4	5,8
Сепиолит					5,7	0,6	2,5
Стилбит		5,6	7,5	7	4	1,4	10
Вайрацит		1,2		1,9	0,3	1,5	3
Филлипсит				0,4			2,4
Эпидот				0,4	2		3,6

1 – оз. Хлоридное; 2 – ист. Бурлящий; 3 – ист. Северный; 4 – ист. Центральный; 5 – ист. Первенец; 6 – Гейзер Великан; 7 – ист. Водопадный.

приведенных в табл. 24, будут обнаружены. Мы вправе ожидать "открытие" диккита, анальцима, гейландита, ломонтита, морденита, стилбита, вайракита, сапонита и др. Вполне вероятно и обнаружение более высокотемпературных фаций пропилитов: эпидотовой и кварц-альбитовой, поскольку минералы-индикаторы этой фации (эпидот, альбит) имеют индекс насыщения > 0 .

Таким образом, схема метасоматической зональности, предложенная Г.А. Карповым (1988) для Кальдеры Узон, находит свое подтверждение в минеральных ассоциациях, полученных расчетным путем.

Модель формирования Узон-Гейзерной системы достаточно подробно рассмотрена в работах Г.А. Карпова (1988; Карпов, 1992, 1995) – рис.75. Полученные автором дополнительные данные в целом подтверждают эту модель (Чудаев и др. 2000). Метеорное происхождение воды достаточно убедительно доказывается изотопными соотношениями кислорода и водорода в гидротермах. Это соотношение близко речным водам данного района. Предполагаемое ранее участие гипотетической ювенильной воды в свете современных данных маловероятно. Происхождение газовой фазы, состоящей из 95% CO_2 заслуживает особого внимания. Так же как и в рассмотренных выше Мутновской и Паратунской гидротермальных системах, значение $\delta^{13}\text{C}$ варьирует в очень узких пределах от -2.1‰ до -6.1‰ (Луговая и др., 1987). Кислород ($\delta^{18}\text{O}$) в составе углекислого газа тяжелее (от $+6.5\text{‰}$ до -10.5‰), чем кислород ($\delta^{18}\text{O}$) воды. Отметим, что для гипотетической ювенильной воды $\delta^{18}\text{O}$ изменяется от $+6\text{‰}$ до 9‰ . Значительная доля мантийного гелия в Кальдере Узон в спонтанных газах отмечена в работе И.Л. Каменского с соавторами (Каменский и др., 1976). Большинство термальных проявлений кальдеры Узон по этим данным характеризуются отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$ близким $10 \cdot 10^{-6}$. Если нормировать по отношению к воздуху, то получим значение, равное 7.2, что соответствует 90% -му содержанию мантийного гелия. Все это свидетельствует, на наш взгляд, о глубинном происхождении значительной части газовой фазы, которая, скорее всего, отделялась от магматического очага и в дальнейшем, при подъеме, смешивалась с циркулирующими подземными водами. Использование отношения $\text{CO}_2/^3\text{He}$, как будет показано ниже дает $n \cdot 10^9 - n \cdot 10^{10}$, что может свидетельствовать о глубинной природе углекислого газа. Рассчитанные с помощью программы SOLMINEQ формы нахождения элементов в водном растворе позволяют заключить следующее. Для хлоридно-натриевых вод характерно появление хлоридов натрия и калия, для остальных типов вод этих форм нет. Для вод корневого потока наряду с ионной формой цинка возможно нахождение Zn Cl^+ , а для меди только форма – CuCl_2 . Повышение в периферийных термах гидрокарбонат-иона приводит к формированию соединений с HCO_3^- (табл. 25).

Рассчитанные формы миграции некоторых химических элементов
в водах Узон-Гейзерного геотермального района

Элементы	Кальдера Узон, ист. Центральный	Кальдера Узон, ист. Бурлящий	Долина Гейзеров, Гейзер Великан
B	$B(OH)_3$	$B(OH)_3$	
Al	$Al(OH)_4^-$	$Al(OH)_4^-$	$Al(OH)_4^-$
Ba	$Ba^{2+} \gg BaSO_4$	$Ba^{2+} > BaHCO_3$ $BaSO_4$	$Ba^{2+} > BaSO_4$
Ca	$Ca^{2+} > CaSO_4$	$Ca^{2+} > CaSO_4 > CaHCO_3$	$Ca^{2+} > CaSO_4$
Na	$Na^+ \gg Na_2SO_4 > NaCl$	$Na^+ > NaSO_4 > NaHCO_3$	$Na^+ > NaSO_4 > NaHCO_3$
K	$K^+ > KSO_4 > KCl$	$K^+ > KHSO_4$	$K^+ > K_2SO_4$
Mg	$Mg^{2+} \gg MgSO_4$	$Mg^{2+} > MgSO_4 > MgHCO_3$	$Mg^{2+}, MgSO_4$
Sr	$Sr^{2+} \gg SrSO_4$	$Sr^{2+} > SrSO_4 > SrHCO_3^+$	$Sr^{2+} > SrSO_4$
Zn	Zn^{2+} $Zn(Cl)^+$	Zn^{2+} $ZnSO_4, ZnCl^+$	Zn^{2+} $ZnSO_4$
Pb		$Pb^{2+}, PbSO_4$	Pb^{2+}
Cu	$CuCl_2$	$CuCl_2$	$CuCl_2 > Cu^{2+}$
Li	$Li^+ \gg Li_2SO_4$	$Li^+ \gg Li_2SO_4$	$Li^+ > Li_2SO_4$

Знак обозначает > преобладание в несколько раз, >> преобладание на порядок.

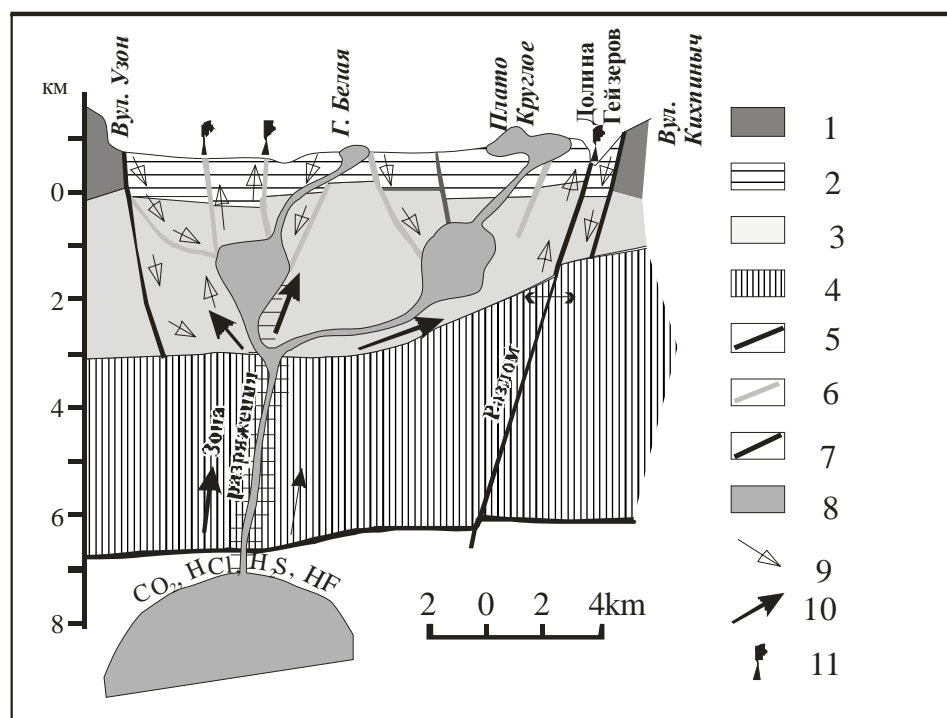


Рис. 75. Схематический разрез Узон-Гейзерной депрессии (Кагров, 1995) с дополнениями автора (Чудаев и др. 2000). 1 – плейстоценовые лавы и туфы прикальдерной стадии; 2 – кальдерные и прикальдерные лаукстриновые отложения; 3 – доплейстоценовые вулканические отложения; 4 – меловые вулканокластические и кремнистые отложения; 5 – поверхность домелового фундамента; 6 – кольцевые разломы докальдерной стадии; 7 – разломы посткальдерной стадии; 8 – магматическая камера и поводящие каналы; 9 – направление потока воды; 10 – глубинные газы; 11 – выходы термальных вод

Дальневосточный Геологический Институт Российской Академии Наук

690022, Владивосток-22, пр-кт 100-летия Владивостоку, 159

Факс: (7 - 4232) 317847

Тел.: (7 - 4232) 318750

URL: <http://www.fegi.ru>

E-mail:

office@fegi.ru - ученый секретарь ДВГИ ДВО РАН Н.А.Чепкая

director@fegi.ru - директор ДВГИ, член-корреспондент РАН А.И.Ханчук