



Глава 4 ГИДРОТЕРМЫ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ (О-ВА КУНАШИР, ИТУРУП, ПАРАМУШИР

4.1. ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Курильские острова расположены между параллелями 43°26' и 50°56' с.ш. и протягиваются непрерывной грядой с юго-запада на северо-восток на расстоянии 1250 км. (рис. 76). На юге они отделяются от о. Хоккайдо Кунаширским проливом, на севере через Первый Курильский пролив граничат с полуостровом Камчатка. В плане Курильские острова образуют дугу обращенную к Тихому океану и отделены от него глубоководным желобом. На Курилах насчитывается 85 вулканов, из которых 39-действующие. Курильские острова являются ареной активной вулканической деятельности на протяжении кайнозоя. В результате произошло образование четырех вулканических комплексов: зеленотуфового (ранний-средний миоцен); вулканогенно-кремнисто-диатомитового; базальтоидного (поздний плиоцен) и андезитового (Q₄), Б.Н. Пискунов (1987). С формированием последнего комплекса связана интенсивная газо-гидротермальная деятельность, которая проявляется в виде многочисленных термальных источников, парогазовых струй, грязевых котлов, сольфатар и мофет. Параметры газо-гидротермальной деятельности варьируют в широких пределах, изучением которых занимались многие исследователи, особенно активно в 70-80 годы прошлого столетия (Зеленов, 1972; Басков, Суриков, 1975, 1989; Мархинин, Стратула, 1977; Никитина, 1978; Лебедев, 1979; Кононов, 1983; Меняйлов и др. 1988). В последние годы значительно активизировались работы на о-ве Парамушир, (вулкан Эбеко), посвященные геохимическим вопросам зоны смешения термальных вод с морскими (Фазлулин, 1999) и изучению геолого-геохимических факторов современного минералообразования (Белоусов и др. 2002; Рычагов и др. 2002). В то же время, большинство геохимических построений базируются на старых аналитических данных, выполненных в разных лабораториях.

В предлагаемой главе приводятся новые геохимические данные по составу термальных вод, полученные автором в 2001-2003гг на вулканах Менделеева, Головнина (о-в Кунашир), Баранского (о-в Итуруп) и Эбеко (о-в Парамушир), рис. 76.

Остров Кунашир. На острове Кунашир известно несколько молодых вулканических построек, находящихся в настоящее время на стадии газо-гидротермальной деятельности. На юге – это вулкан Головнина, в средней части вулкан Менделеева, на севере – вулкан Руруй

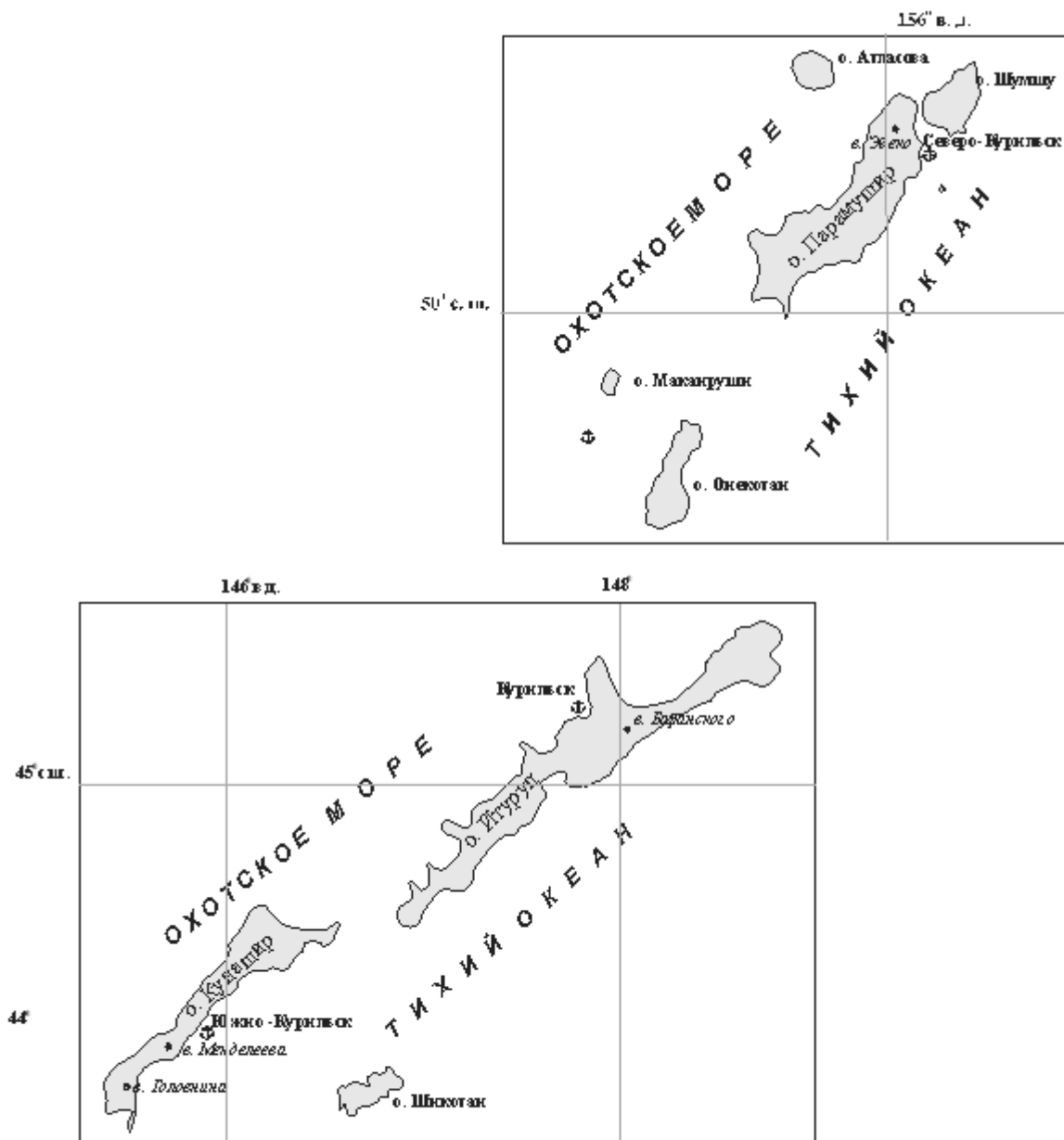


Рис. 76. Объекты исследования Курильской островной дуги.

(рис. 76). Нами были изучены термы, связанные с вулканами Менделеева и Головнина. Вулкан Менделеева является вулканом центрального типа и сложен переслаивающимися андезито-базальтами и пирокластическими образованиями. Экструзивный купол, хорошо выраженный в

рельефе, сложен дацитами. На склонах вулкана горизонт пресных инфильтрационных вод маломощный и сильно зависит от количества осадков. К основанию склона его мощность увеличивается (рис. 77). Среди многообразия терм, связанных с вулканом Менделеева, были изучены термы, разгружающиеся по ручьям Кислый, Докторский, а также скважины месторождения «Горячий пляж». Наряду с этим была опробована скважина 101, которая в настоящее время используется геотермальной станцией (рис. 78).

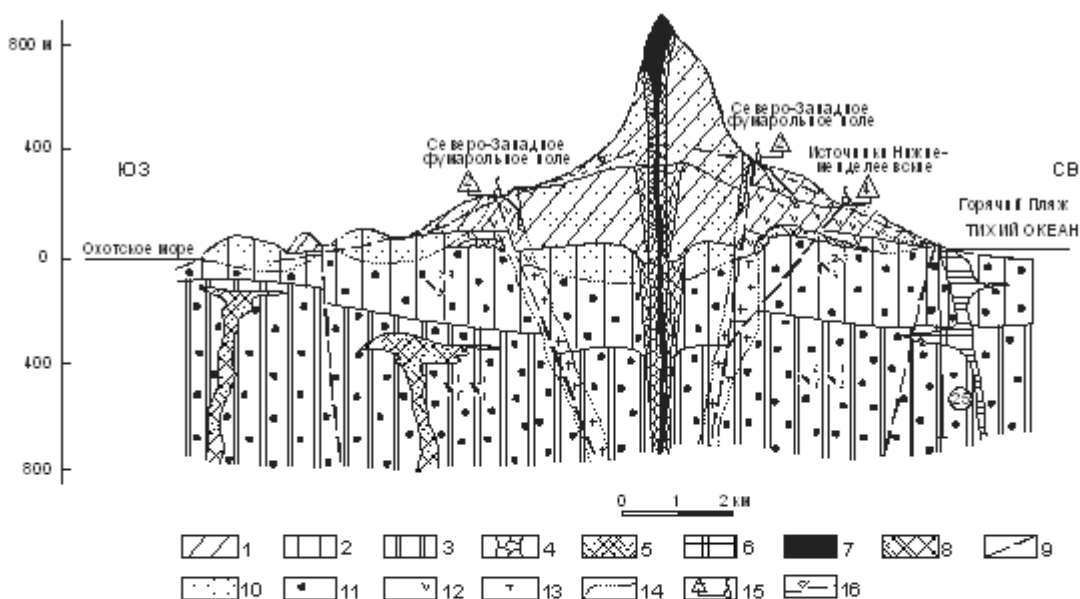


Рис. 77. Схематический геолого-гидрогеологический разрез в Менделеева (Басков, Суриков, 1989).

1 - пирокластические отложения и лавы андезитов; 2- туфы, лавы базальтов; 3-туфы, лавы липаритов; 4-жерловые вулканические образования; 5- гранитоиды; 6 - экзтрузии липаритов; 7- дацитовый нектар; 8- колчеданные руды; 9- разломы; 10-12- подземные воды: 10 - пресные, 11- щелочные хлоридно-натриевые, 12 - кислые сульфатные и хлоридные; 13 - эманации вдоль разломов; 14 - границы гидрохимических зон; 15- фумарольные поля с кислыми водами; 16 - уровень грунтовых вод

Вулкан Головнина расположен в южной части о-ва Кунашир (рис. 76) и представляет собой сильно усеченный конус с кальдерой внутри. Ее диаметр составляет примерно 4 км. Значительную часть кальдеры занимает озеро Горячее, которое соединяется протокой с небольшим озером Кипящим. Уровень воды озера располагается на отметке 150м над уровнем моря. В кальдере имеются два купола, расположенные недалеко друг от друга. Они сложены андезито-дацитами. К куполам приурочены активные сольфатарные поля (рис. 79). Были изучены гидротермальные проявления, связанные, как с одной экзтрузией, так и с другой.

Остров Итуруп. Основные выходы гидротерм на острове связаны с вулканом Баранского. Высота вулкана 1126 м. Кратер имеет диаметр примерно 650 метров, стенки которого сложены андезитами. Схематический разрез вулкана Баранского по данным Знаменского В.С. и Никитиной

И.Б. (1985) представлен на рис. 80. На юго-западном склоне вулкана, на высоте 700 метров существует другой кратер, имеющий вид разрушенного амфитеатра, ниже которого, вдоль ручья расположены выходы терм и грязевые котлы. В районе вулкана Баранского обнажаются миоценовые туфы и брекчии, туфы плиоцена, нижнеплейстоценовые морские отложения, среднеплейстоценовые андезиты и андезитобазальты. В бассейне р. Серной широко развиты также туфы и пемзы. По данным Т.К. Злобина и В.С. Знаменского (1991) магматический очаг может находиться на глубине менее 5 км. Нами изучено большинство выходов терм, связанных с вулканом. Наряду с этим исследованы проявления Рейдовские, которые локализованы вблизи одноименного поселка, расположенного на периферии вулкана Баранского.

Остров Парамушир. Вулкан Эбеко входит в цепочку вулканов, образующих вулканический хребет Вернадского и является наиболее активным (рис. 81). Он сложен молодыми лавами двупироксеновых андезитов. Согласно данным В.И. Белоусова и др. (2002) сводный разрез по скважинам представлен четырьмя комплексами. Основание разреза (2500-1700 м) сложено литокластическими туфами и брекчиями андезитобазальтового состава. Средняя толща (960-1650 м) состоит из спекшихся туфов андезитового состава. Вулканогенно-осадочный комплекс (140-960 м) представлен чередованием алевропелитовых туфов и туффитов, часто измененных гидротермальными процессами. Наконец, верхняя толща (0-140 м) представлена лавами андезитового и андезитобазальтового состава (рис. 82). В настоящее время вулкан сохраняет высокую активность, выраженную в многочисленных фумаролах и термальных источниках в его привершинной части. Известны его извержения в 1793, 1895, 1934, 1967, 1991 гг (Мелекесцев и др. 1993). Гидротермально-магматическая система сформировалась в течении плиоцен-голоценового времени (Рычагов и др. 2002), что привело к образованию зоны повышенного теплового потока, приуроченного к кальдере вулкана. На Эбеко выделяются несколько групп фумарол и термальных источников, наиболее мощными являются фумаролы восточного склона, из которого выделяется северо-восточное термальное поле, где располагается большое количество котлов, горячих источников и парогазовых струй. Нами были исследованы выходы терм северо-восточного поля.

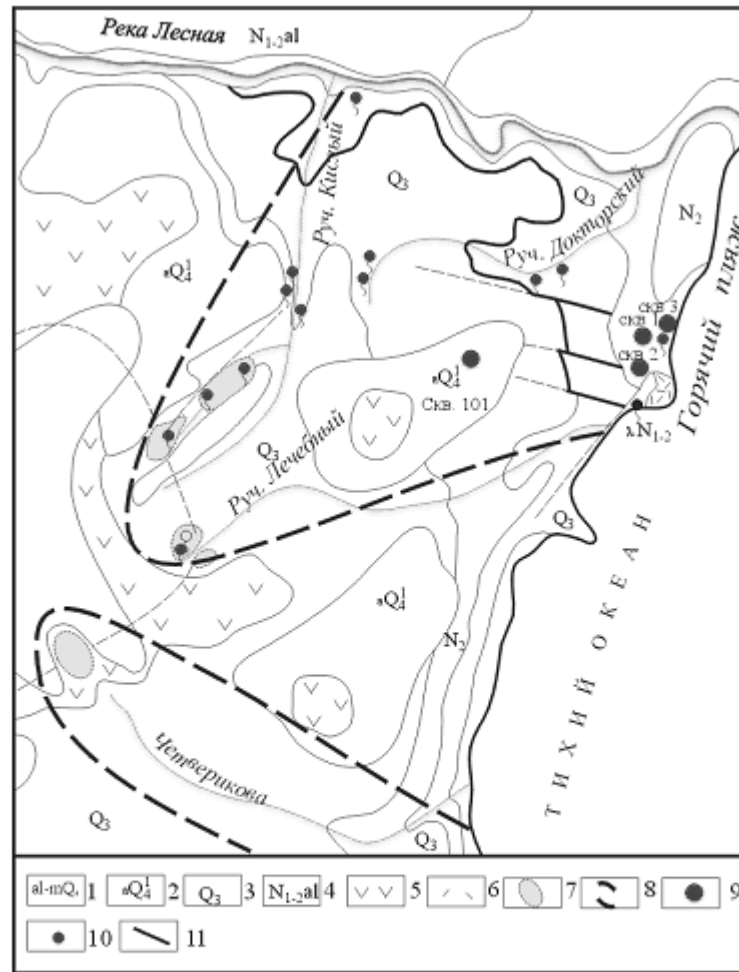


Рис. 78 Схема расположения изученных источников и скважин на вулкане Менделеева.

- 1-аллювиальные и морские отложения; 2-деллювиально-пролювиальные отложения;
- 3- пирокласты; 4- туфы кислого состава; 5- андезиты, андезит-базальты; 6-липариты;
- 7- сольфатарные поля; 8-область разгрузки термальных вод; 9-опробованные скважины;
- 10- опробованные источники; 11- разрывные нарушения.

Примечание: в построении схемы использованы данные Л.М. Лебедева и И.Б. Никитиной (1977).

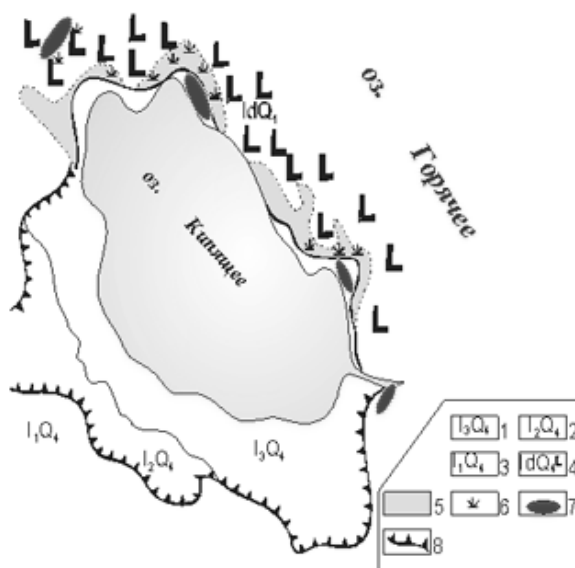


Рис. 79. Схема расположения мест опробования воды и газов в кальдере Головнина.

- 1-3 - кратерно-озерные отложения: 1-высотой 0,5-1 м; 2-высотой 2-3 м;
- 3-высотой 8-10 м; 4- андезитовая ашита экструзивного купола;
- 5-опализированные породы; 6-выходы газов; 7-опробованные проявления термальных вод и газов; 8-уступ террасы

В построении схемы использованы данные Л.М. Лебедева и И.Б. Никитиной (1977)

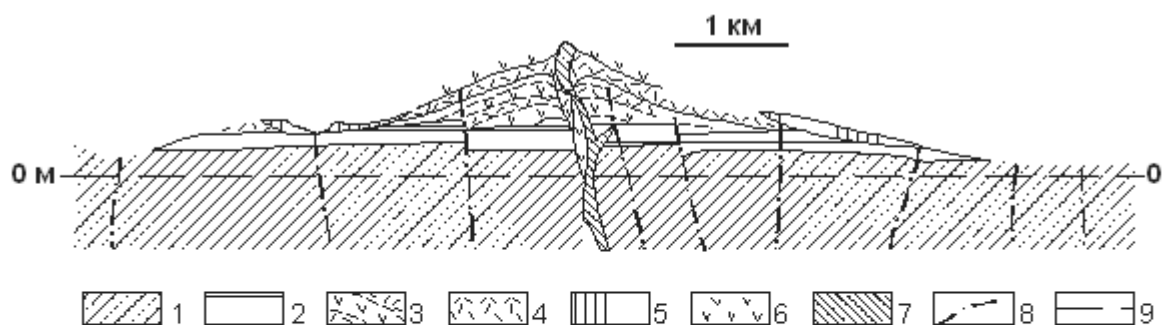


Рис. 80. Схематический разрез вулкана Баранского (Знаменский В.С., Никитина И.Б., 1989)

1- породы неогенового фундамента; 2- кальдерные вулканогенно-осадочные отложения; 3- стратифицированная толща андезитов и туфов; 4- дациты плейстоцена; 5- грубообломочные отложения; 6 - андезиты и базальты плейстоцена; 7 - дациты голоцена; 8 - разломы; 9 - уровень моря.

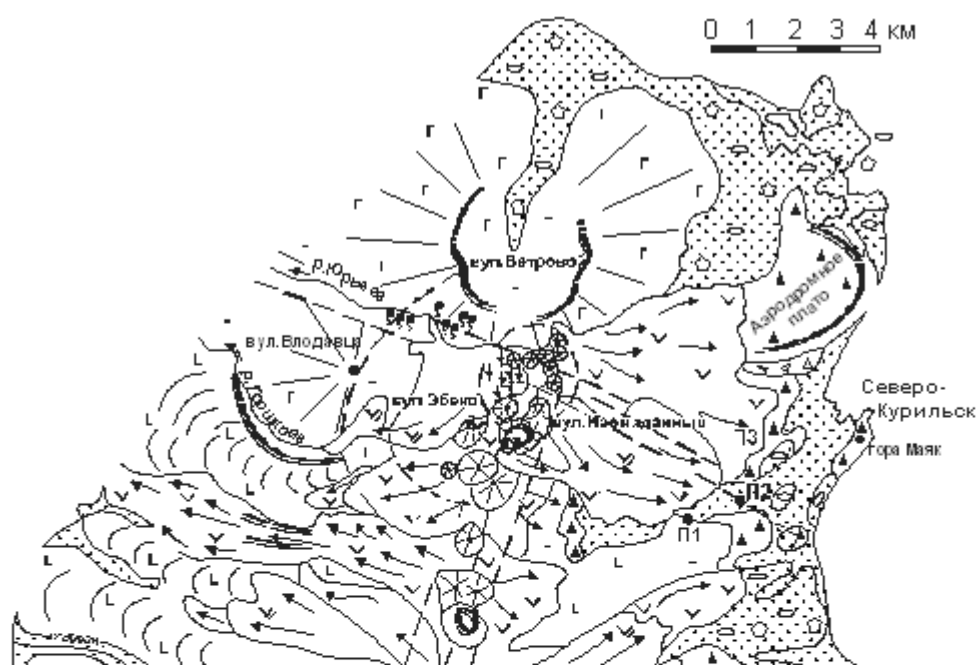


Рис. 81. Схематическая карта северной части о-ва Парамушир (по В.Л. Леонову, 1998; из рабс В.И. Белоусова и др. 2002).



1- аллювиальные морские и озерные отложения; 2- лавы андезитов и андезито-базальтов (Q_4); 3- ледниковые отложения (Q_3); 4- лавы андезитового состава (Q_2); 5- лавы андезитового и андезитобазальтового состава ($N_2^2 Q$); 7- нерасчлененные вулканогенно-осадочные отложения ($N_1^2 N_2$); 8- центры вулканических извержений (стрелками показаны направления лавовых потоков); 9- небольшие вулканы и шлаковые конусы хребта Вернадского; 10- уступы; границы эрозийных кальдер; 11- термальные источники (а) и фумаролы (б); 12- скважины их номера.

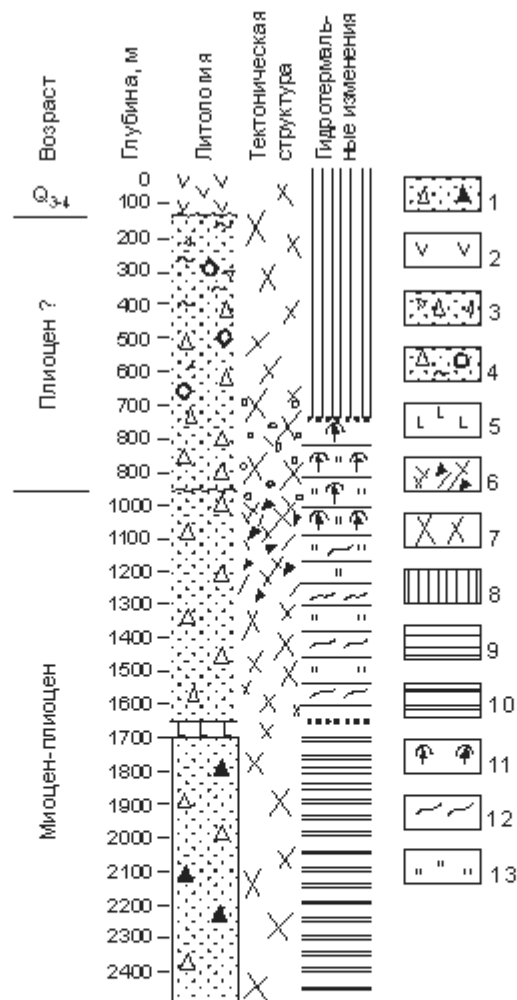


Рис. 82. Сводный литологический разрез (В.И. Белоусов и др. 2002).
 1 - туф андезитово-базальтовый; 2 - лавы андезитов; 3 - андезитовый туф;
 4 - туффиты с включением органических остатков; 5 - лавы андезитобазальтов;
 6 - тектоническая брекчия; 7 - умеренно трещиноватые породы; 8 - опал-кristобалит-тридимитовая минерализация; 9 - кварц-адуляр-гидрослюдистые метасоматиты;
 10 - кварц-хлорит-эпидот-мусковитовая минерализация; 11 - кварц-адуляровые метасоматиты; 12 - кварц-халцедоновые прожилки с рудными минералами;
 13 - рудная минерализация.

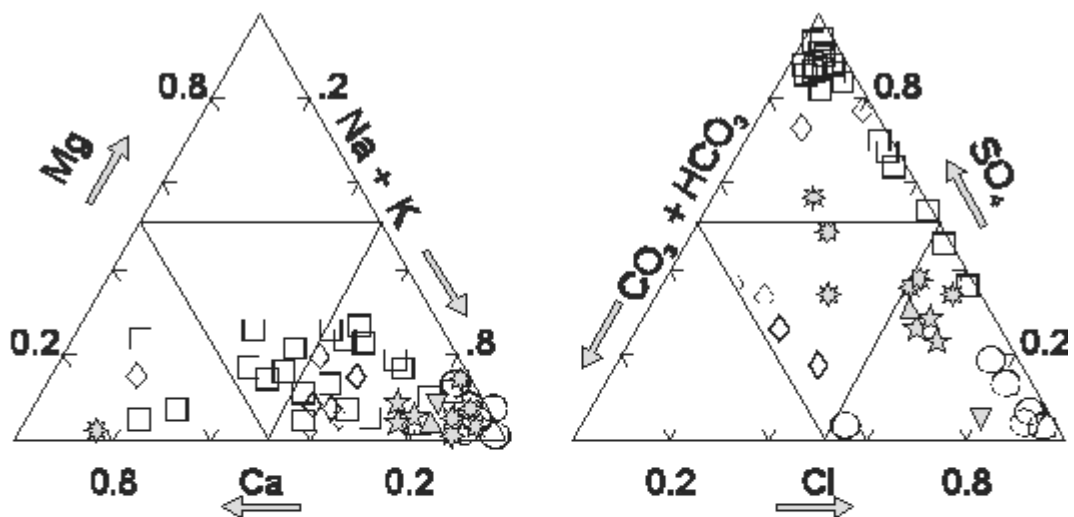
4.2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТЕРМ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

4.2.1. Основные ионы.

На диаграмме Пайпера среди изученных типов термальных вод можно выделить три основные группы. К первой группе относятся воды, в которых среди анионов резко преобладает сульфат-ион (рис. 83). Температура вод достигает 97°C, а общая минерализация изменяется в пределах от первые

г/л до нескольких десятков. Эти воды являются кислыми и ультракислыми с рН от 0.9 до 2.3 (табл. 26) и разгружаются, как правило, в пределах фумарольных полей вулканов Менделеева, Головнина, Баранского и Эбеко. Содержание сульфат-иона в них достигает 12.45 г/л, при минимальном значении – 208 мг/л. Значения хлор-иона колеблются в широких пределах. Для грязевых котлов – это первые мг/л. В то же время в источниках нижнего фумарольного поля по р. Кислой и Докторских источниках, содержание хлор-иона достигает 2.2 г/л. При таких значениях рН гидрокарбонат-ион отсутствует. По составу основных катионов эти воды преимущественно натриевые или натрий – кальциевые (рис. 83). Причем, если для кипящих котлов содержания натрия первые мг/л, редко достигая первых десятков мг/л, в нижнем фумарольном поле и Докторских источниках содержания натрия увеличивается до первых сотен мг/л. Здесь содержание кальция достигает 89.9 мг/л, при этом резко возрастает содержания магния (табл. 26). Общая минерализация этих вод связана обратной зависимостью с рН. При $\text{pH} < 2$ общая минерализация возрастает по экспоненте (рис. 84).

Вторая группа вод – это преимущественно хлоридно-натриевые воды. Температура парогазовой смеси в скважинах может достигать 140°C , хотя при разгрузки на дневную поверхность температура резко падает. Максимальная минерализация этих вод - 9.8 г/л. Эти воды, как правило, располагаются на глубине и вскрываются скважинами (Горячий пляж и скв. 101 – в. Менделеева; скв. 65 - Старозаводское поле, в. Баранского; скв. 18 - в. Эбеко и др. Воды нейтральные или слабощелочные, рН варьирует от 6.92 до 8.18. Среди основных анионов резко преобладает хлор-ион достигая 11.7 г/л. Концентрация гидрокарбонат-иона и сульфат-иона варьирует в широких пределах от 44.1 до 2304 мг/л и от 280 до 2460 мг/л соответственно (табл. 26). Преобладающим катионом является натрий с максимальной концентрацией 4200 мг/л. Содержания кальция не испытывают значительных колебаний и составляют первые десятки мг/л. Содержания магния невелики, за исключением Императорского источника (обр. к2) и вод из скв. «Горячий пляж». Натрий связан прямой зависимостью с хлором (рис. 84), причем наиболее ярко это проявляется для хлоридно-натриевых вод.



- Хлоридно-натриевые воды вулканов Менделеева, Баранского и Эбеко
- Сульфатные воды вулканов Менделеева, Головнина, Баранского и Эбеко
- ◇ Пресные поверхностные воды (о-ва Кунашир, Итуруп, Парамушир)
- ☆ Источники Столбчатые (в. Менделеева)
- △ Источники Рейдовые (о-в Итуруп)
- ✱ Дождевые воды (о-ва Кунашир, Итуруп, Парамушир)

Рис. 83. Соотношение основных ионов в термальных водах вулканов Менделеева, Головнина, Баранского и Эбеко, атмосферных осадках и речных водах.

Наконец, к третьей группе вод можно отнести, так называемые Столбовские источники, которые располагаются на периферии вулкана Менделеева (охотоморский склон) и Рейдовские (в. Баранского). По основным анионам в этих водах незначительно преобладает хлор – ион над сульфат-ионом, а концентрация гидрокарбонат-иона в два раза ниже (табл. 26). Среди катионов больше натрия с содержаниями 574 – 724.4 мг/л. Кальций, второй по распространенности элемент, и его концентрация колеблется от 55.3 до 70.3 мг/л. Эти воды близки к нейтральным с температурой 36-78°C. Общая минерализация вод близка 1.9 г/л для Столбовских источников и 4.8 г/л для Рейдовских. Характерно большое количество органики в этих источниках и как следствие отрицательные значения Eh. В целом эти воды являются хлоридно-сульфатно-натриевыми.

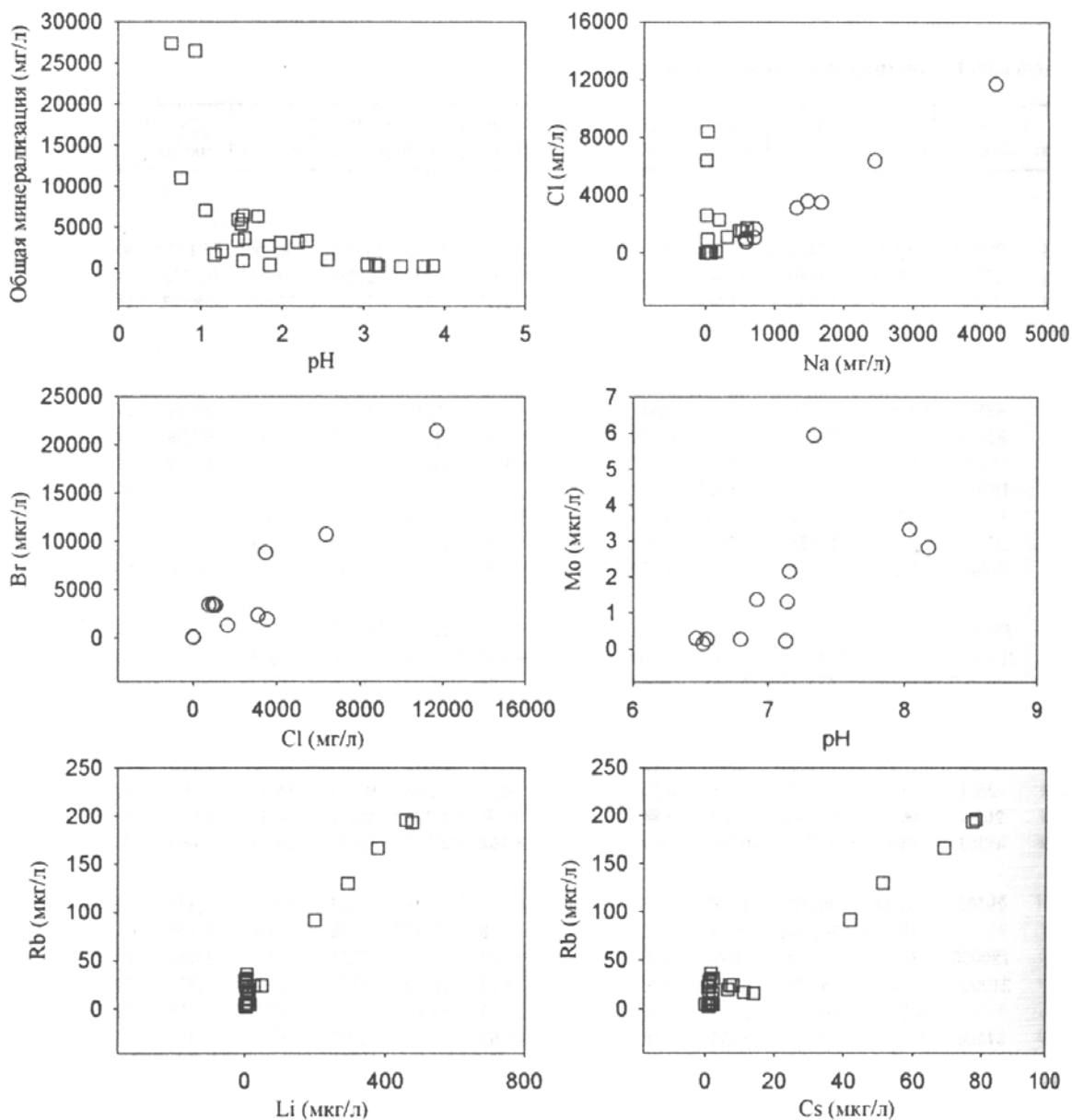


Рис. 84. Соотношение элементов и компонентов в термальных водах вулканов Менделеева, Головинна, Баранского и Эбеко (прямоугольник – кислые термы; кружок – нейтральные и щелочные).

Рассматривая расположение этих вод по отношению к вулканическим постройкам можно отметить следующее. На fumarольных полях (в кратерах вулканов) распространены преимущественно кислые сульфатные воды, гипсометрически ниже - нейтральные или слабощелочные термы хлоридно – натриевого состава. Столбовские и Рейдовские источники располагаются на периферии вулканических аппаратов. Их формирование также связано с гидротермальной деятельностью вулканов Менделеева и Баранского. Они, скорее всего, являются производными хлоридно–натриевых терм, возникающими за счет их разбавления водами близповерхностного формирования. Следовательно, на вулканах Менделеева, Баранского и Эбеко

наблюдается классическая геохимическая зональность вод. Перейдем к рассмотрению сидерофильных, халькофильных, литофильных и редкоземельных элементов.

4.2.2. Сидерофильные элементы (Fe, Co, Ni, Mo)

В сульфатных водах концентрация *железа* достаточно высокая, превышая десятки миллиграммов на литр (табл. 26). Наиболее высокое содержание – 144 мг/л обнаружено в одном из кипящих котлов в Эбеко. Здесь же повышены содержания *кобальта* и *никеля*. В целом концентрация кобальта и никеля в кислых сульфатных водах превышает первые мкг/л, тогда как *молибдена* меньше 1 мкг/л. (табл. 26).

В термальных хлоридно – натриевых щелочных водах содержания сидерофильных элементов ниже чем в сульфатных водах, за исключением молибдена, концентрация которого выше 1 мкг/л и достигает своего максимального значения (6 мкг/л) в термах в. Баранского. Это естественно, поскольку накопление молибдена происходит преимущественно в щелочных водах, что хорошо видно на рис. 84. Отмечается высокая концентрация железа в скв. 101. В Столбовских и Рейдовских источниках при невысокой общей минерализации, содержания сидерофильных элементов крайне низки. Кобальт и никель ниже пределов обнаружения даже на ICP-MS. Концентрация железа – первые десятки мкг/л.

4.2.3. Халькофильные элементы (Cu, Zn, Pb, Sb, As)

В сульфатных водах содержания этих элементов испытывают значительные колебания. Достаточно устойчивое высокое содержания элементов отмечается на в. Менделеева в одном из кипящих котлов (табл. 26, обр. к17, к18, к19). Так, содержания *цинка* достигают первых мг/л, а *свинца* – сотни мкг/л. Отметим, что пробы с высоким содержанием никеля содержат *мышьяка* почти 1.5 мг/л. Изучение валентного состояния мышьяка показало, что он находится преимущественно в окисленной форме As^{+5} . В тоже время, в отдельных проявлениях кратера в. Эбеко трехвалентная форма мышьяка составляет 30% в общем балансе $As(+5) + As(+3)$, Чудаев и др. 2003.

В щелочных хлоридно-натриевых водах концентрации халькофильных элементов достаточно низки, исключение составляют мышьяк и медь. Содержание *сурьмы* не превышает первых мкг/л, а концентрация цинка и свинца ниже предела обнаружения ICP-MS, исключение - скв. 101 (обр. к21). На в. Менделеева концентрация Sb достигает 32.59 мкг/л, Pb – 0.11 мкг/л, Zn – 4.8 мкг/л. Содержание As в этих водах достаточно стабильно – первые сотни мкг/л, причем мышьяк присутствует в основном в неокисленной форме ($As(+3)$). Концентрация *меди* самая высокая среди рассматриваемых вод и достигает первых сотен мкг/л.

В Столбовских источниках (хлоридно-сульфатно-натриевые) концентрация меди близка 37 мкг/л, сурьмы – десятые доли мкг/л, а свинца и цинка – ниже предела обнаружения. Содержания мышьяка в этих водах достаточно низкие и составляют первые мкг/л. В Рейдовских источниках

содержания меди достигает 23.22 мкг/л, мышьяка и цинка –первые мкг/л, а свинца ниже предела обнаружения.

4.2.4. Литофильные (Al, Li, Rb, Sr) и редкоземельные элементы

В сульфатных водах содержания растворенного *алюминия* достаточно высоки достигая в одном из кипящих котлов в. Эбеко 210 мг/л. Подобные содержания алюминия в кислых водах современных сольфатарных полей вулканов является типичным. Содержания *лития*, как правило, первые единицы или десятки мкг/л, за исключением источников нижнего fumarольного поля в. Менделеева (обр. к16-к19) и в. Баранского (обр. и7), где его концентрация достигает 198.8 мкг/л. Самые высокие содержания *стронция*, в рассматриваемом типе вод, характерны для в. Эбеко (1.68 мг/л), табл. 26.

Для хлоридно-натриевых вод содержания алюминия изменяются в основном от первых десятков мкг/л до сотен мкг/л. Аномально высокая концентрация для данного типа вод характерна для скв. 101. Воды этой скважины имеют повышенные содержания Rb, и Li на фоне хлоридно-натриевых терм вулканов Менделеева, Головнина, Эбеко и Баранского. Максимальное содержание Sr отмечается, в обр. к2, где как будет показано ниже, возможно влияние морской воды. Литий и рубидий в этих водах имеют положительную корреляционную связь (рис. 84)

В пределах Столбовских источников содержания лития не испытывают значительных колебаний и составляют 264-276 мкг/л. Для Рейдовских терм его концентрация достигает 398.1 мкг/л. Концентрация алюминия изменяется в пределах 62 - 153 мкг/л. Максимальное содержание приурочено к самому верхнему источнику этой группы. В Рейдовских источниках содержание алюминия достигает 109.2 мкг/л. Концентрации рубидия, стронция и бария не испытывают значительных колебаний в пределах этой группы вод, правда, для одного из Рейдовских источников содержание стронция составляет 1.44 мг/л. На диаграмме Li-Rb-Cs (рис. 84) виден разброс значений по указанным элементам. Существенные различия по Rb и Li наблюдаются для сульфатных и хлоридно-натриевых вод. Среди сульфатных вод наиболее высокие значения по Rb отмечается для в. Эбеко, а низкие для в. Менделеева. В. Головнина по этому показателю занимает промежуточное положение, причем здесь несколько больше содержание Cs. Только в хлоридно-натриевых водах рубидий и цезий связаны прямой зависимостью (рис. 85).

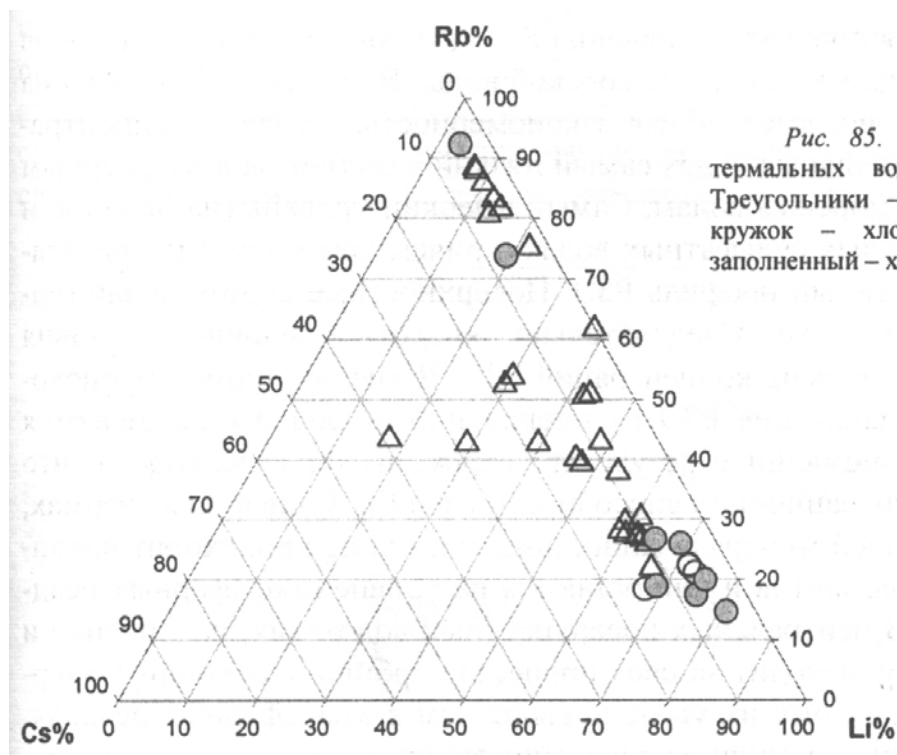


Рис. 85. Соотношение Li, Rb, Cs в термальных водах Курильских островов. Треугольники – сульфатные воды; пустой кружок – хлоридно-сульфатные воды, заполненный – хлоридно-натриевые воды

В водных растворах поведение РЗЭ слабо меняется и их концентрация зависит от pH раствора и времени взаимодействия вода-порода. В условиях активного водообмена профиль распределения РЗЭ в водном растворе, как правило, соответствует их профилю в минерале – хозяине. Разные геохимические типы вод имеют различные профили распределения этих элементов. Следует отметить, что только в последние годы, в связи с развитием точных аналитических методов, появилась возможность прямого определения РЗЭ в природных водах, а следовательно использовать их для восстановления истории вод. При описании поведения РЗЭ часто используются значения их концентраций нормированные к выбранному стандарту. На рис. 86 показаны пределы колебаний РЗЭ, нормированные по отношению к северо-американскому сланцу для изученных типов вод. Для сравнения приведены значения РЗЭ для поверхностных водотоков данного района, атмосферных осадков и морской воды. В распределении РЗЭ на изученных объектах наблюдается общая закономерность. Уровень концентраций РЗЭ в щелочных термальных водах самый низкий и он близок атмосферным осадкам и окружающим морским водам. Самый высокий уровень (на порядок и выше) наблюдается в кислых сульфатных водах, причем чем выше минерализация вод тем более сглаженный профиль РЗЭ. Поверхностные водотоки занимают промежуточное положение. Следовательно, кислотно-щелочные условия раствора,

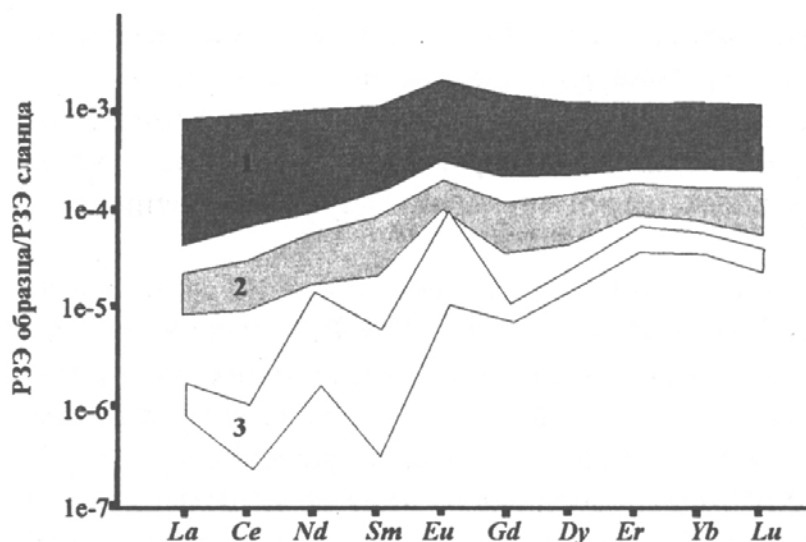


Рис. 86. Пределы колебаний РЗЭ на изученных объектах.

1 – сульфатные кислые воды; 2 – фоновые поверхностные воды; 3 – термальные хлоридно-натриевые воды, атмосферные осадки и морская вода

контролируют уровень концентраций РЗЭ. В кислых термах происходит более полное выщелачивание РЗЭ из вмещающих пород и сглаживаются европиевая и цериевая аномалии в результате перемены их валентности, что приводит к изменению миграционной способности Се и Eu. В щелочных термах, независимо от уровня общей минерализации, практически не происходит накопление редкоземельных элементов и они остаются на уровне атмосферных осадков или морской воды. В нейтральных поверхностных водотоках, накопление и перераспределение РЗЭ происходит за счет процесса сорбции-десорбции с твердым веществом взвеси, поэтому их уровень выше чем в атмосферных осадках. Пока не находит объяснения различное поведение европия и церия в хлоридно – натриевых водах вулканов Менделеева и Эбеко. В термах Эбеко ярко выражены отрицательная Се и положительная Eu аномалии (Чудаев и др. 2003). Появление Се отрицательной аномалии обычно связывается с окислением церия (переход его из 3-х валентного состояний в 4-х). Окисленная форма церия оказывается менее подвижной и адсорбируется на твердых частицах и таким образом выводится из раствора. Появление Eu положительной аномалии в водах активного водообмена обычно связывается с его поступлением из плагиоклазов, в которых европиевая аномалия ярко выражена на фоне распределения остальных РЗЭ, но изменение валентности, а следовательно и подвижности европия, возможно при высоких температурах раствора. Учитывая, что хлоридно-натриевые термы вулканов Эбеко и Менделеева отличаются как по температуре, так и по составу вмещающих пород, можно предположить и разные уровни концентраций церия и европия в этих водах. В сульфатных водах только легкие РЗЭ вулканов Менделеева, Головнина и Баранского образуют комплексы с сульфат – ионом (Чудаев и др. 2003).

4.2.5. Стабильные изотопы.

Для выяснения источника водной компоненты вод часто используется соотношение изотопов кислорода и водорода (Graig, 1961). Единичные данные по соотношению этих изотопов приведены в работах (Кононов, 1983; Меняйлов и др. 1988; Есиков, 1989). Нами проведено массовое опробование

различных типов терм вулканов Менделеева, Головнина и Эбеко (Чудаев и др. 2003). Для сравнения даны результаты по атмосферным осадкам, поверхностным водотокам и морской воде (рис. 87). Большинство изученных терм располагаются вдоль линии метеорных вод Крейга, что свидетельствует о преимущественно атмосферном происхождении водной компоненты. Наблюдаемый кислородный сдвиг, в сторону утяжеления кислорода, для кислых сульфатных вод объясняется активным взаимодействием высокотемпературных растворов с вмещающими породами. В результате раствор получает тяжелый изотоп кислорода и отдает легкий. Подобная картина наблюдалась нами для высокотемпературных кислых терм Камчатки (Чудаев и др. 2000). Интересно отметить, что хлоридно-натриевые термы располагаются вдоль линии метеорных вод, за исключением источника, разгрузка которого происходит в зоне влияния морских вод (обр. к2). Совершенно очевидно, что «утяжеление» кислорода происходит за счет морской воды. Добавление морской воды приводит к увеличению доли тяжелого изотопа кислорода (рис. 88).

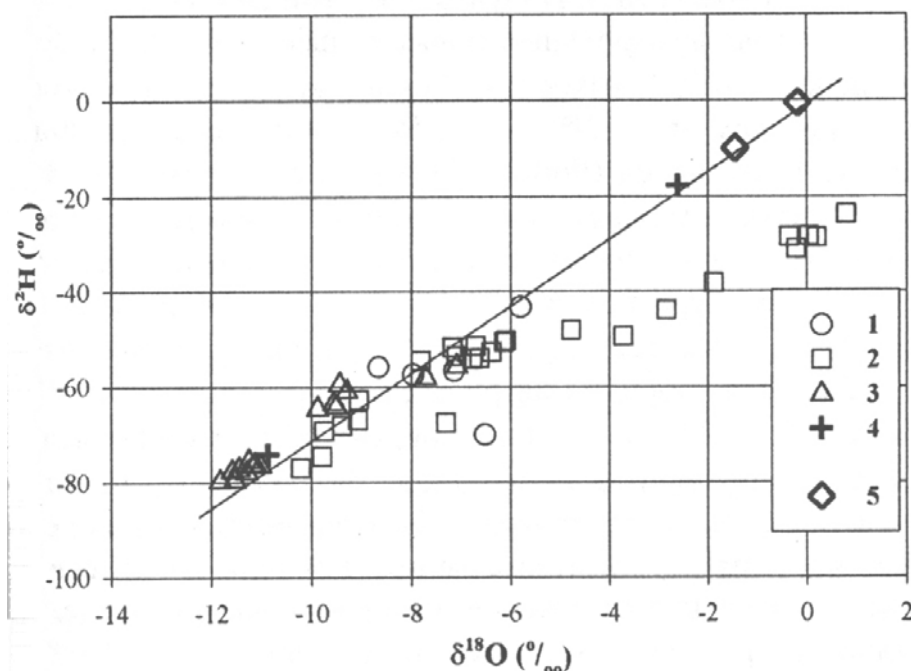


Рис. 87. Соотношение изотопов кислорода и водорода в водах и атмосферных осадках Кунашир и Парамушир.

1 – Хлоридно-натриевые воды; 2 – Преимущественно сульфатные воды; 3 – Поверхностные воды; 4 – Атмосферные осадки; 5 – Морская вода (Охотское море)

В термах вулканов Менделеева и Головнина нами были определены значения $\delta^{34}\text{S}$. Для минералов содержащих серу подробные исследования были сделаны В.С. Знаменским и Л.П. Носиком (1981). Полученные нами данные для жидкой фазы свидетельствуют, что на fumarольных полях сульфатные термы вулкана Менделеева имеют значение $\delta^{34}\text{S}$ близкое к -3.2‰ , а в кальдере Головнина это значение варьирует в пределах от $+1.9\text{‰}$ до $+2.5\text{‰}$. Указанные величины близки таковым для Гавайских вулканов (Porter, 1991). Как отмечает Портер (1991), для терм связанных с островодужным вулканизмом $\delta^{34}\text{S}$ может достигать 5‰ . Указанные значения изотопа серы свидетельствует о ее глубинном (магматическом) происхождении. В кальдере Головнина для самородной серы В. С. Знаменский и Л.П. Носик (1981) приводят значения $\delta^{34}\text{S}$, которые укладываются в интервал от 0.0‰ до $+3.2\text{‰}$. Для хлоридно-натриевых вод месторождения

«Горячий пляж» в. Менделеева $\delta^{34}\text{S} = +20.4 \text{ ‰}$, для Столбовских источников эта величина равна $+22.1 \text{ ‰}$. Столь существенное обогащение $\delta^{34}\text{S}$ связано, на наш взгляд, с влиянием сульфатной серы, которая могла быть заимствована из вмещающих пород, учитывая, что в разрезе месторождения «Горячий пляж» среди неогеновых туфов отмечаются морские отложения. Следовательно, в пределах кальдер основным источником серы является, скорее всего, магматический очаг. Отделяясь от магматического очага газ (CO_2 , H_2S , HCl , HF) поступает в близповерхностные условия, где происходит его растворение и окисление H_2S по известной реакции: $\text{H}_2\text{S} + 2\text{O}_2 = \text{H}_2\text{SO}_4$. На периферии вулканических построек, на некотором удалении от корневого потока, доля магматических эманаций резко сокращается и основным источником серы в гидротермальный раствор становятся вмещающие породы.

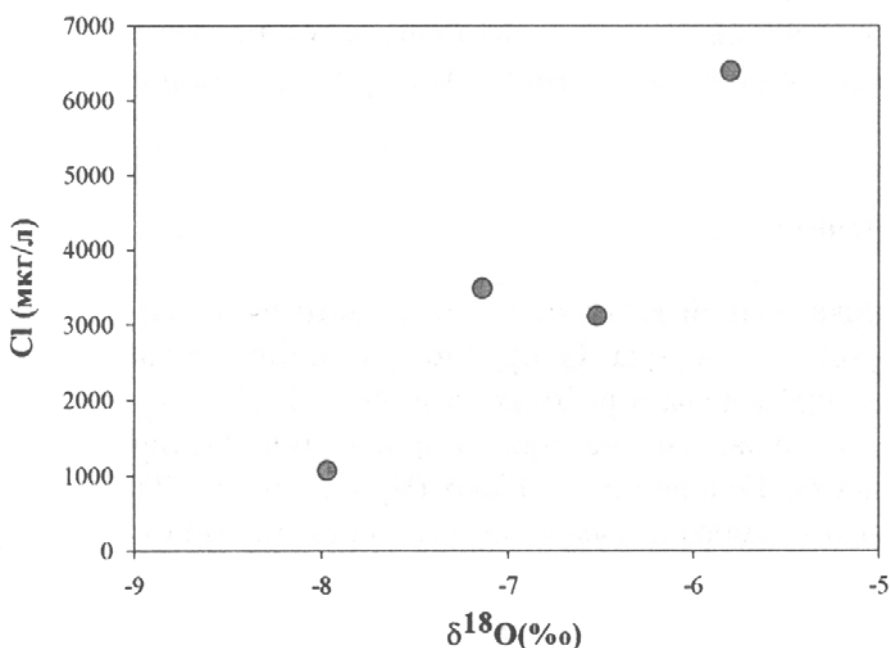


Рис. 88. Соотношение Cl и $\delta^{18}\text{O}$ в хлоридно-натриевых термальных водах

Ведущая роль глубинного вещества в составе растворенных газов подтверждается и данными по соотношению изотопов гелия. Нами проанализированы, главным образом, кислые сульфатные воды. На рис. 89 показано соотношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в изученных термах. Это соотношение варьирует в среднем от 5 до 11, причем самые высокие значения (10.65-10.79) характерны для в. Эбеко, что свидетельствует о существенной доли здесь мантийного гелия. Эти значения характерны для современных островодужных вулканов (Poreda, Graig, 1989). На вулканах Менделеева и Головнина в сульфатных термах соотношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ несколько ниже, чем на в. Эбеко, причем относительно низкие значения наблюдаются на в. Головнина (рис. 89). Вулкан Менделеева по этому показателю занимает промежуточное положение, что отражает на наш взгляд, степень вулканической активности этих построек: наиболее активная деятельность характерна для в. Эбеко и менее для в. Головнина. Заметим, что Столбовские источники по соотношению изотопов гелия близки сульфатным термам в. Менделеева.

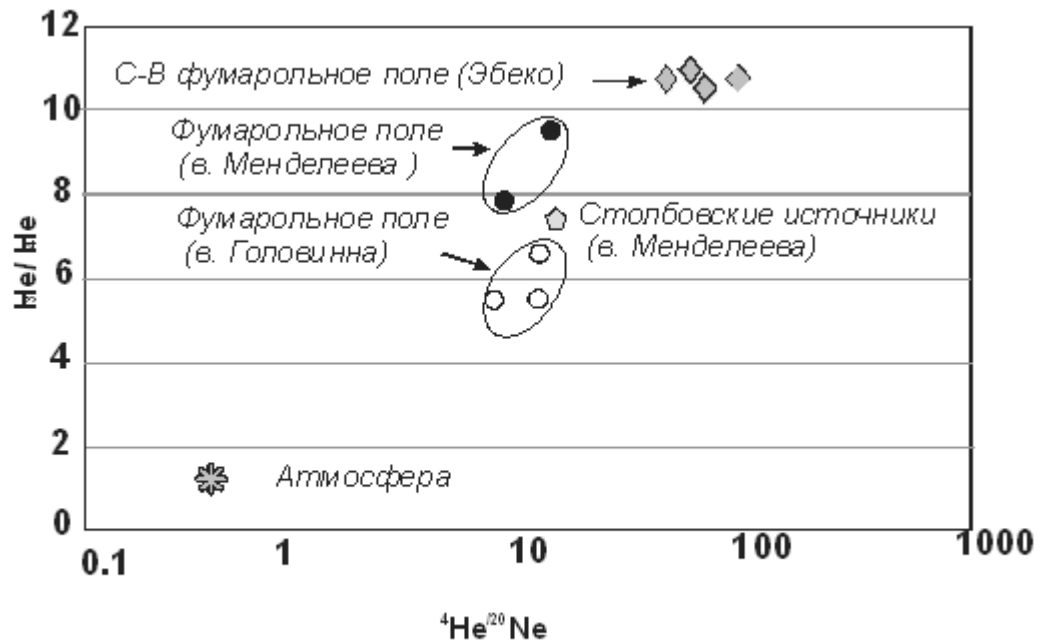


Рис. 89. Соотношение изотопов гелия и неона в термальных проявлениях вулканов Эбеко, Менделеева и Головинна

4.2.6. Взаимодействие вода-порода (природные наблюдения и компьютерное моделирование)

Нами использовались методы компьютерного моделирования и расчета равновесий. Применение кремневого и натрий-калиевого геотермометров позволило рассчитать «базовые температуры» глубинного резервуара. Для хлоридно-натриевых вод в. Менделеева (скв. 101) эта величина равна 270°C, на в. Эбеко – 127°C. Для Баранского вулкана – 153°C, Столбовские источники, имеющие сложный анионный состав, характеризуются температурой равной 105°C. Рассчитанные индексы насыщения минералов указывают, что хлоридно-натриевые воды пересыщены по отношению к адуляру, альбиту, диккиту, прениту, иллиту, (Ca-Mg-Na) смектитам, и группе цеолитов, включая ломонтит. Альбит, адуляр и ломонтит обнаружены в керне скважин. Указанная ассоциация минералов свидетельствует, что для вмещающих пород характерен K-Na-Ca метасоматоз и уровень содержания основных катионов в растворе контролируется перечисленными выше минералами. Расчеты показывают, что для хлоридно-натриевых вод наряду с ионной формой нахождения элементов, характерны хлоридные соединения для Na, K, Ca и др. Термы Столбовских источников пересыщены по отношению к минералам группы каолинита, цеолитам (клиноптилолиту и мордениту) и сапониту, т.е. уровень изменения вмещающих пород соответствует цеолитовой фации. В ультракислых сульфатных водах, пересыщение достигается только по отношению к кремнезему и большинство элементов находятся в соединении с окисленной серой.

4.3. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Полученные результаты свидетельствуют, что выделенные по основным ионам три группы термальных вод различаются по многим физико-химическим параметрам: рН, общей минерализации, концентрациям микроэлементов, включая РЗЭ, и соответственно характеризуются различными формами нахождения элементов в растворах, различными ассоциациями равновесных минералов, формирующихся из растворов и, наконец, разной степенью участия глубинного флюида. Полученные результаты по соотношению изотопов кислорода и водорода свидетельствуют о преимущественно метеорном происхождении всех изученных терм. Вопрос о значительном участии морских вод в формировании хлоридно-натриевых вод в Менделеева (Басков, Суриков, 1975; Мархинин, Стратула, 1977) не подтверждается современными данными. Влияние морской воды было отмечено нами только в береговых термах, разгружающихся в морскую воду в период приливов (Горячий пляж, о-в. Кунашир). Это влияние сразу сказалось на утяжелении изотопов кислорода и изменения Cl/Vr отношения. Сложным является вопрос происхождения хлоридно-натриевых вод, которые часто называют водами корневого потока или водами глубинного резервуара, поскольку они, как правило, вскрываются скважинами на глубине. К сожалению, степень гидрогеологической изученности рассматриваемых районов крайне низка и невозможно определить контуры Cl-Na вод и их взаимодействие с водоносными горизонтами. В то же время на хорошо изученных объектах, например на Камчатке - Кальдера Узон (Пилипенко, 1976; Карпов, 1988), в Новой Зеландии месторождения Роторуа и Вайотапу (Giggenbach, Glover, 1992), наблюдается определенная вертикальная геохимическая зональность терм. При дегазации магматического очага, на встрече с циркулирующими водами происходит первичная нейтрализация газообразного флюида и формирование хлоридно-сульфатных вод (в. Вайотапу), причем мощность этого типа вод здесь незначительна и она, на наш взгляд, определяется соотношением газ/вода. Гипсометрически выше, располагаются хлоридно-натриевые воды, которые занимают основной объем и представляют главный интерес при эксплуатации скважин, так как они обладают наибольшими энергетическими характеристиками. При подъеме этих вод к поверхности и уменьшения давления, возможно их вскипание и формирование «паровой шапки». По мере удаления от вод корневого потока все большую роль приобретают термальные воды, в составе которых преобладает гидрокарбонат-ион, возникновение которого связано с растворением газообразного CO₂ с одной стороны, и разбавлением пресными водами неглубокой циркуляции – с другой. Такие гидрокарбонатные термы, связанные с вулканическими постройками, часто называют периферийными водами. В свете сказанного, термы Столбовских и Рейдовских источников являются производными, скорее всего Na-Cl вод. Ультракислые сульфатные воды, располагающиеся, как правило, гипсометрически выше, возникают там, где фумарольные газы, проходящие, как правило, по разрывным нарушениям и трещинам, разгружаются в близповерхностные и поверхностные потоки. Согласно данным (Меняйлов и др. 1988) фумарольные газы в. Эбеко (северо-восточное поле) представлены на 85% CO₂ и около 10%

составляет смесь ($\text{H}_2\text{S} + \text{SO}_2$). При окислении сероводорода в водной среде формируется серная кислота, которая создает кислую среду. Уровень кислотности часто зависит от соотношения газ/вода. Нередко в засушливые сезоны на в. Менделеева, Эбеко и Баранского, когда уровень грунтовых вод падает, многие фумаролы становятся «сухими». Фактически сульфатные воды фумарольных полей могут образовывать независимые гидротермальные ячейки (Таран и др. 1995).

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