



## **Глава 5**

# **ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ СИХОТЭ-АЛИНЯ И КУРИЛО- КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА**

Рассмотренные гидротермальные системы располагаются в различных геотектонических обстановках зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Одна группа вод тесно связана с современной вулканической деятельностью, обусловленной субдукционными процессами (Мутновский и Узон-Гейзерный геотермальные районы, вулканы Курильской островной дуги). Источником тепла и летучих для этого типа вод являются близповерхностные очаги магм. Среди этих вод выделяются высокотемпературные и низкотемпературные термы, расположенные, как правило, на периферии систем. Вторая 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. К этой группе терм относятся Паратунская система, а также термальные – азотные и холодные углекислые воды Сихотэ-Алиня.

Ниже дана обобщающая характеристика этих вод и показаны их сходства и различия. Будут освещены следующие вопросы: химические особенности изученных вод и вторичные изменения водовмещающих пород, происхождение водной компоненты и газовой составляющей в гидротермальных системах.

### **5.1. ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕННЫХ ВОД**

Изученные воды характеризуются значительными вариациями химического состава как по макро-, так и по микрокомпонентам. Было показано, что по составу основных катионов, термальные воды характеризуются преимущественно натриевым составом. Для углекислых холодных вод кальций является доминирующим (рис. 90). По составу основных анионов наблюдается большее разнообразие (рис. 91). В изученных высокотемпературных Камчатских и Курильских термах доля гидрокарбонат-иона незначительна и вариации состава обусловлены соотношением хлор- и сульфат-иона. В низкотемпературных термах, включая периферийные во-

ды высокотемпературных гидротермальных систем, доля гидрокарбонат-иона значительно увеличивается. Он становится преобладающим в термах Сихотэ-Алиня. Естественно, в углекислых холодных водах Приморья содержание гидрокарбонат-иона на порядок превосходит сульфат- и хлор-ионы.

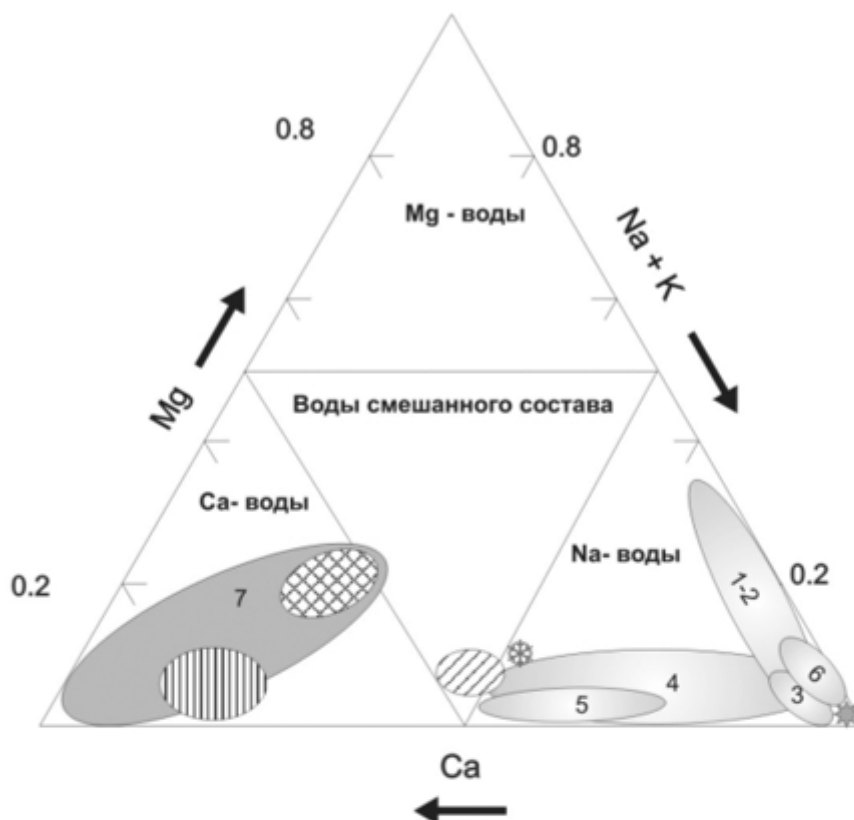


Рис. 90. Эволюция состава вод в изученных районах (по основным катионам) в цикле: дождевые - пресные (подземные и поверхностные) - термальные

1-2-щелочные термы кальдры Узон и Курильских о-вов; 3-термы Дачного участка; 4-термы Паратунского геотермального района; 5-Войновские и Вилючинские терм; 6-термы Сихотэ-Алиня; 7-углекислые воды Сихотэ-Алиня.

- \* -дожди Приморья и Курильских островов
- ⊗ -дожди Камчатки (Зверев, 1968)
- ▨ -грунтовые и поверхностные воды Паратунского и Мутновского районов, а также Кроноцкого парка
- ▩ -грунтовые воды Приморья
- ▧ -грунтовые и поверхностные воды Курильских о-вов

Если проследить эволюцию вод по основным ионам, то можно отметить следующее. В исходных метеорных водах как Сихотэ-Алиня, так и Курило-Камчатского региона натрий является преобладающим. В грунтовых водах доля кальция значительно увеличивается, т.е. происхо-

дит его преимущественное накопление. Далее по мере погружения вод в более глубокие горизонты развитие идет по двум сценариям. При добавлении в систему углекислого газа (углекислые воды Сихотэ-Алиня), в воде продолжает накапливаться кальций вплоть до насыщения по отношению к карбонатам. Углекислые воды в этой ситуации становятся слабокислыми. Согласно второму сценарию, при погружении грунтовых вод на более глубокие горизонты и нагревании их как за счет термоградиента, так и за счет других источников тепла, накопление кальция сменяется накоплением натрия. Фактически происходит инверсия кальция на натрий. В этой ситуации воды, как правило, имеют щелочной характер.

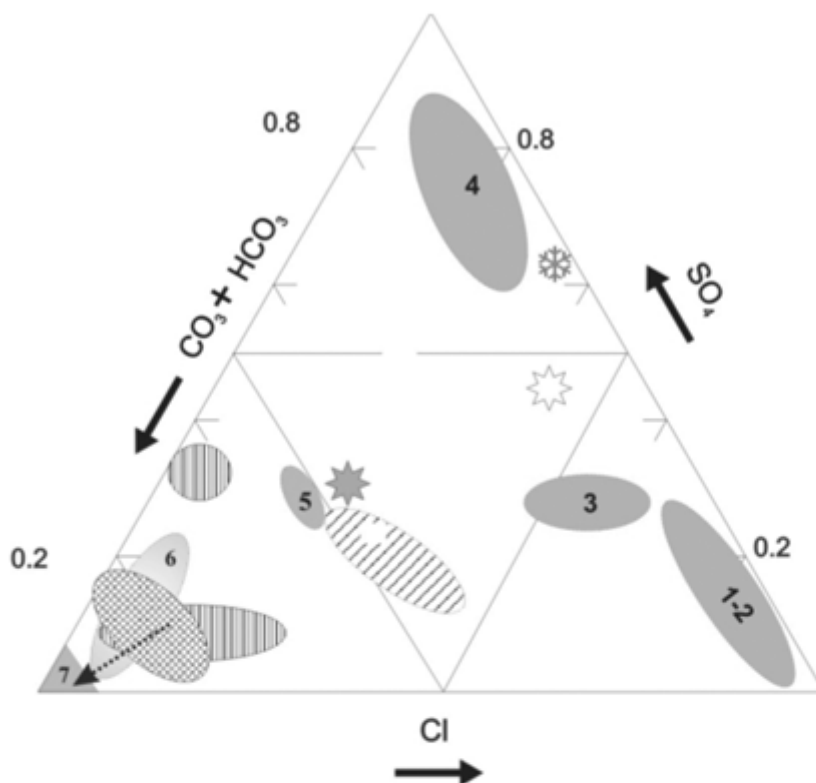


Рис.91. Эволюция состава вод в изученных районах (по основным анионам) в цикле: дождевые - пресные (подземные и поверхностные) - термальные

1-2 - щелочные термы кальдеры Узон и Курильских о-вов; 3-термы Дачного участка; 4-термы Паратунского геотермального района; 5-Вилучинские термы; 6-термы Сихотэ-Алиня; 7-углекислые воды Сихотэ-Алиня.

▨ - грунтовые воды Приморья

▧ - грунтовые и поверхностные воды бассейна р. Паратунки, Мутновского района и Кроноцкого парка

▩ - грунтовые и поверхностные воды Курильских островов

⊛ - дождевые воды Камчатки (Зверев, 1968);

⊙ - дождевые воды Курильских островов;

⊛ - дождевые воды Сихотэ-Алиня;

Ситуация по основным анионам выглядит следующим образом (рис.91). Независимо от состава метеорных вод (для Камчатки - это сульфатные, для Приморья и Курильского региона – смешанный тип), в грунтовых водах доля гидрокарбонат-иона значительно увеличивается, а далее развитие систем идет разными путями. В углекислых водах Сихотэ-Алиня доля гидрокарбонат-иона резко возрастает за счет растворения поступающего углекислого газа. Если нет дополнительного поступления серы, хлора и углекислого газа, как в Сихотэ-Алинских термах, то состав терм по соотношению основных анионов сходен с фоновыми грунтовыми водами. В случае дополнительных поставок хлора или серы в систему (за счет разных источников) происходит изменение состава вод в зависимости от того, какого аниона поступило больше. Соответственно изменение соотношения основных ионов, приводит и к изменению содержания микроэлементов.

Естественно, преобладание того или иного иона в водном растворе сказывается и на формах миграции элементов. Преимущественно хлоридно-натриевые воды Мутновского вулкана (Дачный участок), кальдеры Узон, вулканов Менделеева, Эбеко и др. характеризуются сходными формами нахождения элементов в водном растворе. Для кипящих котлов начинают преобладать сульфатные формы элементов. Повышение в термах гидрокарбонат-иона приводит к формированию соединений с  $\text{HCO}_3^-$ .

В распределении РЗЭ на изученных объектах наблюдается общая закономерность. Уровень концентраций РЗЭ в щелочных термальных водах самый низкий и он близок атмосферным осадкам. 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, контролируют уровень концентраций РЗЭ. В кислых термах происходит более полное выщелачивание РЗЭ из вмещающих пород. 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. 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.

## 5.2. ФОРМИРОВАНИЕ ВТОРИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ВОДА-ПОРОДА

На рис. 92 показано соотношение анионов в изученных водах и основные парагенезисы вторичных минералов. Начнем рассмотрение с терм Камчатки, где гидротермальные изменения водовмещающих пород проявлены наиболее ярко.

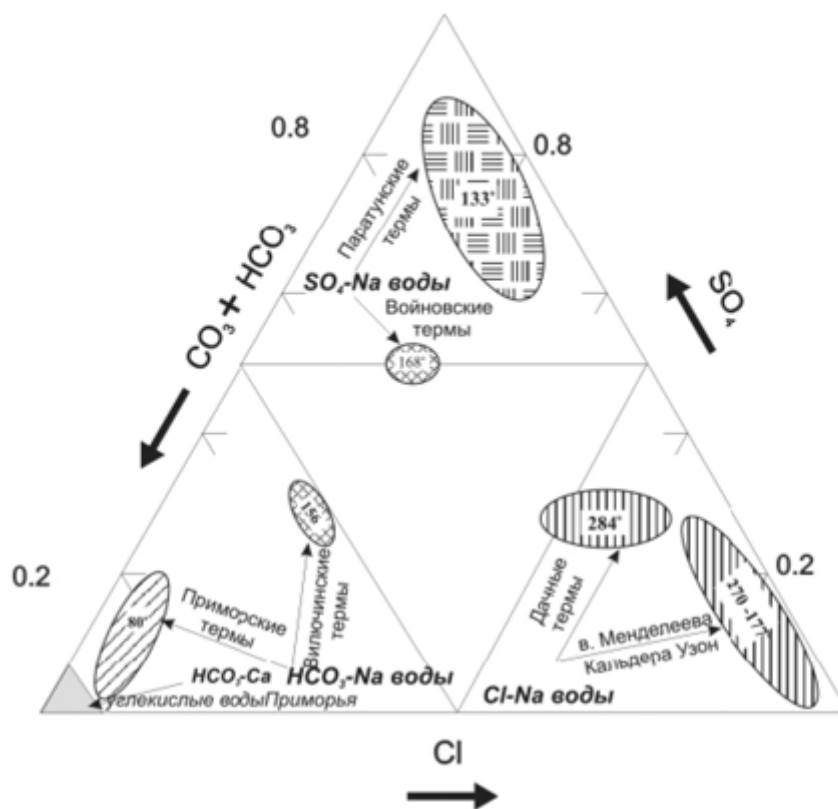







Рис. 92. Соотношение основных анионов в изученных водах и основные парагенезисы вторичных минералов.

-  Адуляр-альбит-цоизит-вайрацитовая;
-  Альбит-хлорит - цоизит-ломонтитовая
-  Альбит-ломонтит - гейландит-стилбитовая ;
-  Альбит-ломонтит-гейландит - иллит-смектитовая;
-  Каолинит-смектит-иллит- бемит - клиноптилолит-морденитовая

*Примечание:цифрами указана максимальная температура вод, рассчитанная по геотермометрам.Ассоциации вторичных минералов получены расчетным путем и скорректированы на основе природных наблюдений*

Согласно данным И.В. Словцова (Slovtsov, 2001), каждому типу вод Мутновской гидротермальной системы соответствует своя ассоциация вторичных гидротермальных минералов. Кварц-эпидот-хлоритовая зона характерна для высокотемпературных хлоридно-натриевых вод, вайраakit-пренит-кварцевая для "паровой шапки". На периферии системы (сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные воды) обнаружена иллит-хлорит-кальцитовая зона. Наконец, в низкотемпературной области, где преобладают нагретые грунтовые воды, широко развита смектит-цеолитовая ассоциация. Как было показано выше, набор вторичных минералов, полученных расчетным путем для скважины 1, вскрывшей хлоридно-натриевые воды, гораздо шире. В первую очередь это касается калиевых полевых шпатов и цеолитов а среди смектитов, возможно образование только его кальциевой разновидности. Все эти минералы могут быть обнаружены при более детальном исследовании. Например, список гидротермальных минералов, обнаруженных на месторождении Вайракей включает в себя большую группу калиевых шпатов, цеолитов и глинистых минералов (Reyes, 2000), что в большей степени соответствует такому, полученным нами расчетным путем. Важно отметить, что по мере удаления от коренного потока) происходит последовательная смена ассоциаций вторичных минералов от высокотемпературных на более низкотемпературные. Фактически здесь достаточно четко разделяются зона загрузки гидротермальной системы с Ca – Mg – Na метасоматозом и зона разгрузки преимущественно с калиевым метасоматозом (рис.92).

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

Для Узон –Гейзерной системы хлоридно-натриевые воды (согласно расчетным данным) формируют тот же набор вторичных минералов (адуляр-эпидот-хлорит-вайраakitовую ассоциацию), что и воды подобного состава Мутновского вулкана. Эта ассоциация минералов формируется для сходного типа вод месторождения Вайракей в интервале температур 200-300°C (Reyes, 2000). Отметим, что рассчитанная автором температура глубинного резервуара для хлоридно-натриевых вод вулкана Мутновского составляет около 280°C, а для кальдеры Узон – 200°C. Сходство состава вторичных минералов для высокотемпературных гидротермальных систем нельзя считать универсальным и характерным для всех высокотемпературных систем, как это полагает Ю.А. Таран (1988), считая, что в этом случае состав вмещающих пород не играет существенной роли. Нельзя забывать, что такие системы чаще всего связаны с островодужным вулканизмом. Гидротермальные системы, связанные с рифтовым магматизмом, формируют другой тип водовмещающих пород, и соответственно образуют иные ассоциации вторичных минералов (Кононов, 1983). Безусловно, высокая температура флюида

в определенной степени нивелирует различия в составе пород, но при детальном изучении вторичных минералов, как это показано в работе (Reyes, 2000), набор зависит от многих факторов, в том числе и от состава исходных пород.

Таким образом, в высокотемпературных гидротермальных системах зональность состава вод находит свое отражение и в формировании гидротермальных минералов в водовмещающих породах.

Рассмотрим вторичное минералообразование для проявлений азотных терм Паратунки, и Приморья (Чистоводное и Амгу), рис. 92. Согласно данным Ю.П. Трухина и В.В. Петровой (1976), на Среднепаратунском участке развита преимущественно эпидот – альбитовая ассоциация, а на Нижнепаратунском – альбит-эпидот-цеолитовая и альбит-цеолитовая, которые, скорее всего, являются наложенными фациями на эпидот-альбитовую и отвечают регрессивной стадии развития гидротермального процесса. Автором рассчитаны индексы насыщения для термальных вод Паратунской гидротермальной системы (Чудаев и др. 2000) и показано, что в целом набор гидротермальных минералов достаточно сходен с наблюдаемым в природе, отвечая альбит – цеолитовой, эпидот-альбит-цеолитовой ассоциациям. В то же время существуют и различия между отдельными группами вод, обусловленные различием их состава. Увеличение концентрации сульфат-иона и бария в воде Нижнепаратунского участка привело к пересыщению ее по отношению к бариту. Только воды Верхнепаратунского участка пересыщены по отношению к хлориту и вайракиту. Сходные ассоциации вторичных минералов встречены и в окружающих районах (вне грабена), которые являются в настоящее время областями загрузки Паратунской гидротермальной системы (Трухин, Петрова, 1976). Все это свидетельствует о том, что заложение Паратунской гидротермальной системы произошло до грабенообразования (ранее плейстоцена), и в настоящее время развитие этой системы находится только на начальной стадии регрессивного этапа.

Переходя к Приморским термам, отметим, что низкий региональный термоградиент, малая глубина циркуляции вод и отсутствие внешних источников тепла приводят к образованию, прежде всего, альбита, глинистых минералов (сметита и иллита), ломонтита и морденита, причем масштабы этого процесса крайне ограничены. Ранее было показано, что формирование цеолитов ограничено зернами плагиоклаза, а глинистых минералов – стекловатым матриксом породы.

В углекислых водах в силу низких температур формируются низкотемпературные цеолиты и глинистые минералы. Если субстратом выступают гранитные породы и скарны, то возможно образование альбита и доломита (Шмаковское месторождение, ист. Медвежий). Масштабы вторичного образования ограничены путями циркуляции вод и приурочены к трещинам и зо-

нам дробления пород, причем изменения пород носят пятнистый характер и не превышают 5% объема пород.

Заканчивая описание по вторичным минералам обратимся вновь к сводной диаграмме (рис. 92). Видно, что разные типы вод (по основным анионам) характеризуются несколько отличными ассоциациями вторичных минералов, которые обусловлены в первую очередь температурным фактором, а также составом вод и вмещающих пород. Влияние последнего фактора менее значимо в высокотемпературных гидротермах. Наиболее ярко зональность вторичного минералообразования проявлена в областях с современной вулканической деятельностью. Здесь достаточно четко, как показано на примере Мутновского района, разделяются зоны загрузки и разгрузки вод в гидротермальную систему. В грязевых котлах, в агрессивных средах происходит практически полное растворение вмещающих пород.



Рис. 93. Генерализованная схема преобразования пород в гидротермальных системах (Giggenbach, 1997) с уточнением автора.

Метасоматические изменения пород в изученных гидротермальных системах можно представить в виде схемы (рис 93). Важно отметить, что вторичные изменения происходят на



фоне изменяющегося соотношения вода/порода, температурного режима вод. Для систем, связанных с современной вулканической деятельностью, отчетливо проявляется разный характер изменения водовмещающих пород зон загрузки и разгрузки.

### 5.3. ИСТОЧНИКИ ВОДЫ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ

При решении генезиса гидротермальных систем ключевым является вопрос происхождения воды. Любопытна эволюция взглядов на источник воды в современных гидротермальных системах. Изучение в 30-х годах гидротермальных систем привело исследователей к заключению, что более 15 % вод имеет магматическое происхождение. В 50-е годы объем магматической воды оценивался менее 10%. В последующие годы, после известной публикации Крейга, (Craig, 1961), участие магматической воды даже в высокотемпературных гидротермальных системах оценивается не более 5%, хотя ряд исследователей по-прежнему считают, что доля магматической воды в современных гидротермальных системах значительна. Нужно иметь в виду, что решение вопроса находится не только в плоскости соотношения метеорной или магматической вод. Возможно участие вод другого генезиса, например морских вод, которые обнаружены в некоторых береговых термах Исландии. Выявлению типа вод способствует определение в них соотношения изотопов кислорода и водорода. При этом для высокотемпературных терм часто наблюдаются отклонения, особенно по кислороду, от линии метеорных вод, которые требуют своего объяснения в каждом конкретном случае.

Как было показано выше, все рассматриваемые воды располагаются в относительной близости от линии метеорных вод Крейга. В то же время наблюдаются определенные отклонения, особенно по  $\delta^{18}\text{O}$  (в сторону утяжеления), для высокотемпературных терм Камчатки и Курильских островов (рис. 94). Отклонения по  $\delta^{18}\text{O}$  от регионального значения, которые часто называют кислородным сдвигом, могут быть обусловлены для высокотемпературных ( $> 150^\circ\text{C}$ ) терм, по крайней мере, двумя причинами: фракционированием в системе вода-пар и изотопным обменом между водой и вмещающими породами. В первом случае при пароотделении более тяжелый изотоп кислорода накапливается в жидкой фазе, во втором случае, происходит изотопный обмен между водой и породой, содержащей преимущественно тяжелый изотоп кислорода. В результате этого взаимодействия вода обогащается более тяжелым изотопом кислорода. Следует добавить, что возможно смешение вод разного происхождения, которое также может привести к изменению изотопных соотношений. Анализ гидротермальных систем мира показал, что первый фактор в изотопном обмене играет не столь существенную роль (Michard, 1991). Дело в том, что среди большинства гидротермальных систем сдвиг наблюдается только

по кислороду, значения по водороду близки региональным вариациям метеорных вод (рис. 94). В случае вскипания и установления изотопного равновесия по кислороду между жидкой фазой и паром с сохранением значения по водороду возможно только при температуре 220°C. Известно, что в реальности температура воды варьирует в широких пределах, а сдвиг по кислороду наблюдается при значении по водороду, близком к региональному. Следовательно, можно говорить, что существенную роль в данном процессе играют вмещающие породы и минералы. Поскольку исходная вода не равновесна к вмещающим породам и минералам, то между ними происходит изотопный обмен, который значительно ускоряется в высокотемпературных гидротермальных системах. Например, вода, находящаяся в изотопном равновесии с кварцем по кислороду при 300°C имеет значение, близкое +3‰, а с альбитом +4.5‰. Сказанное больше применимо к закрытым системам, при длительном контакте воды и породы. Если система открыта по отношению к воде и наблюдается ее активная циркуляция (загрузка исходных вод и разгрузка) в гидротермальной ячейке, то кислородный сдвиг может быть не столь существенным по сравнению с закрытой системой. Фактически здесь играет роль соотношение вода-порода. Знание соотношения изотопов кислорода в измененных и свежих породах и в воде позволяет рассчитать соотношение вода-порода и определить зрелость гидротермальной системы (Michard, 1991). Именно незначительным временем контакта термальной воды с вмещающими породами (большим вода-порода отношением) ряд авторов (Giggenbach, 1991; и др.) склонны объяснять незначительный кислородный сдвиг для месторождения Вайракей (рис. 94).

Обратимся к конкретным данным по кальдере Узон (Есиков и др., 1989), Мутновскому геотермальному району (Геотермические и геохимические исследования... 1986, Кирюхин и др., 1998, Чудаев и др., 2000) и изученным проявлениям Курильских островов (Чудаев и др. 2003), рис. 94. Отчетливо виден кислородный сдвиг для Cl-Na вод кальдеры Узон. Отклонения от линии метеорных вод ряд исследователей склонны объяснять влиянием магматической воды и (или) сепарацией флюида на паровую и жидкую фазы (Есиков и др., 1989). Наибольший сдвиг по кислороду и водороду наблюдается для сульфатных вод бессточных грязевых котлов, когда кислая среда и повышенная температура создают благоприятные условия для глубокой переработки вмещающих пород и изотопного обмена между водой и вмещающими породами. Отметим, что сдвиг (в сторону утяжеления) наблюдается не только по кислороду, но и по водороду (для сульфатных и сульфатно-хлоридных вод), что может свидетельствовать о глубокой переработке окружающих пород, когда в изотопный обмен вовлекается не только кислород, но и водород, концентрация которого в минералах значительно ниже, чем кислорода. Для месторождения хлоридно-натриевых вод вулкана Мутновского отклонение от линии метеорных вод еще менее значимо, хотя температура глубинного резервуара достигает 284°C (скв. 1). Можно предположить, что изотопный обмен между вмещающими породами и водой происходит в ог-

раниченном масштабе, в силу высокой скорости фильтрации вод. Так, по данным А.В. Кирюхина (1991), скорость фильтрации основного потока Мутновского месторождения может достигать 28.5 м/сут. Периферийные гидрокарбонатные воды кальдеры Узон характеризуются еще меньшим изотопным сдвигом и расположены практически рядом с региональным значением  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  метеорных вод, поскольку значительный объем метеорных вод вовлечен в процесс взаимодействия вода-порода. Сказанное в полной мере относится и к термальным гидрокарбонатным водам Вилючинской группы.

Таким образом, для высокотемпературных гидротермальных систем кальдеры Узон и вулканов Мутновского, Менделеева, Эбеко отмечается наиболее существенное отклонение по кислороду и водороду от линии метеорных вод, что обусловлено процессом изотопного обмена между вмещающими породами и водой. При прочих равных условиях кислая среда и высокая температура вод способствуют более активному изотопному обмену. В замкнутой системе кипящих котлов создаются наиболее благоприятные условия для достижения изотопного равновесия.

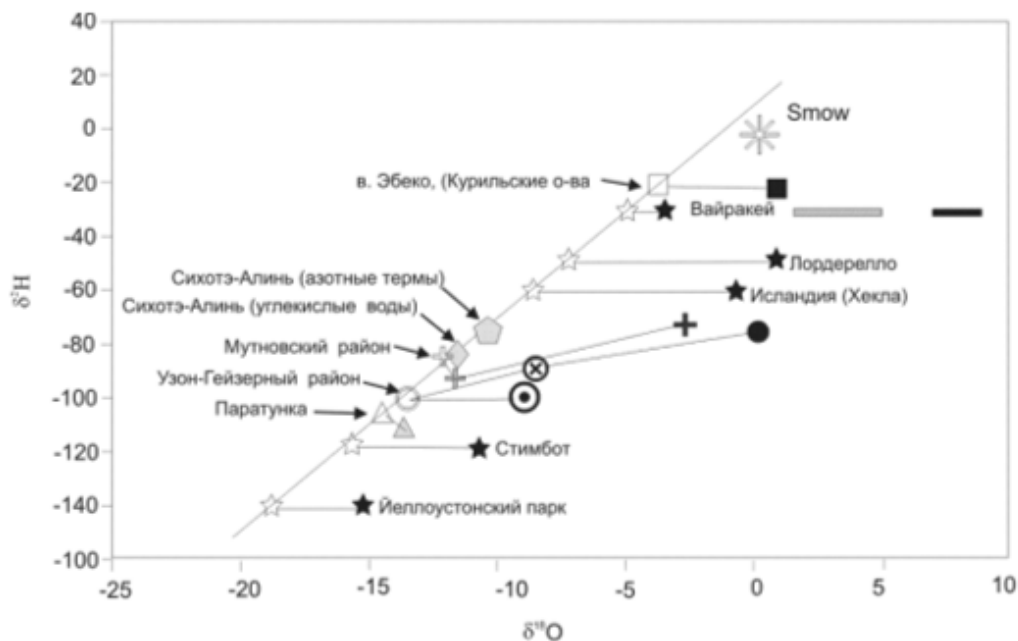


Рис. 94. Соотношение изотопов кислорода\* и водорода в изученных районах в сравнении с гидротермальными системами мира.\* Из существующего банка данных использованы максимальные значения  $\delta^{18}\text{O}$  для каждого типа вод данного района.

- Поверхностные воды Узон-Гейзерного района (Чудаев и др., 2000)
- ⊗ Сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые воды кальдеры Узон (Есиков и др., 1989)
- ⊙ Хлоридно-натриевые воды кальдеры Узон (Есиков и др., 1989)
- Воды бесточных грязевых котлов кальдеры Узон (Есиков и др., 1989)
- △ Поверхностные и подземные (пресные) воды Паратунского геотермального района (Чудаев и др., 2000)
- ▲ Термальные воды Паратунского геотермального района (Чудаев и др. 2000)
- + Meteorные воды (Мутновский геотермальный район, - Кирюхин и др., 1998)
- ⊕ Термальные воды (Мутновский геотермальный район, - Кирюхин и др., 1998, Чудаев и др., 2000)
- ⊞ Воды кипящих котлов в. Мутновский (Геотермические исследования, 1986)
- Атмосферные осадки района в. Эбеко
- Воды кипящих котлов в. Эбеко
- Разброс значений кислорода и водорода для измененных пород месторождения Вайракей (Giggenbach, 1991)
- Разброс значений кислорода и водорода для неизмененных пород месторождения Вайракей (Giggenbach, 1991)

Для низкотемпературных щелочных вод с активным водообменом изотопного сдвига от линии метеорных вод по кислороду и водороду практически не наблюдается (Приморские термы) или он минимален (Паратунская гидротермальня система). При таких условиях изотопного обмена между водой и породами практически не происходит.

#### 5.4. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГАЗОВ

В большинстве исследованных гидротермальных систем, как было показано выше, в газовой фазе находятся углекислый газ и азот. Если азот для рассматриваемых систем имеет воздушное происхождение (это показано автором на примере Сихотэ-Алинских терм и доказано работами исследователей, занимавшихся Мутновским, Узон-Гейзерным и Паратунским геотермальными районами), то углекислый газ, скорее всего, имеет полигенное происхождение. Безусловно, часть (меньшая) углекислого газа приносится метеорными водами. Фоновые исходные воды, при среднем содержании гидрокарбонат-иона 15 мг/л, могут дать не более 11 мг/л углекислого газа. Остальная часть углекислого газа должна покрываться за счет дополнительных источников. Как было показано выше, для углекислых вод Сихотэ-Алиня, одним из источников углекислого газа является глубинный источник, вероятно мантии. Для изученных гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов, возможно также глубинное поступление углекислого газа. В первую очередь это относится к Мутновскому и Узон – Гейзерному геотермальным районам, а также вулканам Эбеко и Менделеева. Обратимся к конкретным фактам. Изотопные исследования по углероду, проведенные Ю.А. Тараном (1988), показали, что в скважинах Дачного участка значения  $\delta^{13}\text{C}$  близки  $-6\text{‰}$ . Для кальдеры Узон, согласно И.Н. Луговой с соавторами. (1987), углекислый газ имеет  $\delta^{13}\text{C}$ , близкое к  $-3\text{‰}$ . Как отмечалось выше, данное значение является облегченным по отношению к морским карбонатам и утяжеленным по отношению к органическому углероду. В то же время, они близки магматическому углероду. К сожалению, однозначно интерпретировать изотопные соотношения углерода трудно, в силу его быстрого фракционирования. Воспользуемся опять соотношением  $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$  в газах исследуемых систем. Анализ благородных газов, в первую очередь гелия, показал, что для вулкана Мутновского доля мантийного гелия составляет в среднем от 45 до 83% (Геотермические и геохимические исследования ...,1986). Для Вилючинских терм доля мантийного гелия достигает до 95% (Геотермические и геохимические исследования...,1986). Согласно данным Е.А. Баскова и др. (1972), Ю.А. Тарана (1988), объемная доля гелия в газовой фазе в кальдере Узон и Мутновском геотермальном районе варьирует примерно от  $3 \cdot 10^{-4}$  до  $2 \cdot 10^{-3}$  % при содержании углекислого газа примерно 70-90%. При этом соотношение  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  изменяется в пределах  $11 \cdot 10^{-6}$ . Как отмечает Ю.А. Таран (1988), наивысшие отношения приурочены к самым проницаемым участкам – зонам пересечения разломов. Нетрудно видеть, что соотношение  $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$  будет изменяться в пределах  $n \cdot 10^9 - n \cdot 10^{10}$ , что может свидетельствовать о значительной доли мантийного углекислого газа в рассматриваемых системах. Сходная картина наблюдается и для вулканов Курильских островов.

Рассматривая источник серы в сероводороде, который преобладает на fumarольных полях изученных вулканов можно отметить, что содержание сероводорода достигает первых процентов в отдельных термах Мутновского и Узон-Гейзерного геотермального районов (Таран, 1988; Карпов 1988; Знаменский, Носик, 1981; Меняйлов и др. 1988). Для изученных нами гидротермальных систем Курильских островов (Чудаев и др. 2003) в пределах кратера сера имеет магматическую природу, тогда как на периферии вулканов основной источник серы в термах серо-содержащие минералы вмещающих пород

Таким образом, формирование газового состава изученных гидротерм происходило за счет глубинных источников, корового вещества и атмосферного воздуха. Оказалось, что значительная часть углекислого газа Мутновского, Узон-Гейзерного геотермальных районов, а также углекислых вод Сихотэ-Алиня имеет глубинное происхождение. Для указанных объектов значительный процент гелия имеет мантийное происхождение. В зонах современного вулканизма (вулканы Менделеева и Головнина) возможно поступление сероводорода из магматического очага. Для остальных терм основной источник серы – коровый.

**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](mailto:office@fegi.ru) - ученый секретарь ДВГИ ДВО РАН Н.А.Чепкая

[director@fegi.ru](mailto:director@fegi.ru) - директор ДВГИ, член-корреспондент РАН А.И.Ханчук