



## **Глава 1**

# **ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ**

### **1.1. ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ПОНЯТИЯ**

Среди многообразия определений "гидротермальная система" наиболее удачное, на наш взгляд, дано В.И. Кононовым (Кононов, 1983). Он определил ее как гидродинамическую систему, заключенную в рамки отдельных геологических структур, формирующуюся либо при нагревании вод в региональном тепловом поле в результате глубокой циркуляции, либо еще и при дополнительном поступлении в водоносные горизонты глубинного тепла, приносимого магмой или надкритическим флюидом. Широкое понимание "гидротермальная система" дано в работе Г. Мишара (Michard, 1991), который полагает, что гидротермальными системами могут считаться все гидродинамические системы, где есть взаимодействие вода – порода при температуре выше фоновой. Согласно Д. Уайту, термальной водой может считаться вода, которая примерно на 5-8.5°C превосходит среднегодовую температуру фоновых окружающих подземных вод (Уайт, 1965). Применительно к гидротермальным системам горно-складчатых областей, рассматриваемым в работе, важным является наличие зон питания и разгрузки вод (конвективных ячеек) и взаимодействие вода – порода. Внешние факторы (температура, глубинные эманации и др.) накладываются на процессы взаимодействия вода-порода, проходящие в верхней оболочке Земли. Понятно, что температурная граница является условной, тем не менее, указанный Д. Уайтом нижний температурный предел позволяет рассматривать также те гидротермальные системы, которые формируются в близповерхностных условиях в региональном тепловом поле. Автором принято определение гидротермальная система данная В.И. Кононовым и Д. Уайтом.

В работе будут использованы понятия метеорная, магматическая и ювенильная вода.

Под метеорной водой понимается вода, возникшая в результате инфильтрации из атмосферы. Магматической водой прямо считать воду, находящуюся в равновесии с магмой, вне зависимости от ее начального происхождения. Наконец, ювенильная вода – это вода пришедшая из мантии, которая никогда не была вовлечена в гидросферу. Учитывая взаимодействие коры и мантии, например, в зоне субдукции, ювенильная вода остается чисто гипотетической водой.

Разнообразие состава подземных вод требует их систематизации. Подробный обзор существующих классификаций в настоящее время дан в работах В.И. Кононова (1983), С.Р. Крайнова и В.М. Швеца (1992), В.А. Кирюхина и др., (1993), С.Л. Шварцева (1998) и др. Классификация подземных вод проводится по различным признакам, включающим величину общей минерализации, соотношению основных ионов, специфическим компонентам, газовой составляющей, температуре и т.д. в зависимости от целей использования воды. Для понимания условий формирования солевого состава подземных вод важно, чтобы в основу классификации были положены объективные (измеряемые) физико-химические параметры водной среды: температура, давление, состав основных ионов и микроэлементов, состав газов и т.д. В практике гидрогеологов и гидрогеохимиков принято делить воды на пресные (до 1 г/кг), солоноватые (от 1 до 10 г/кг), соленые (10-50 г/кг) и рассолы (> 50 г/кг). Гидрогеохимический облик подземных вод определяется по соотношению основных катионов и анионов (гидрокарбонатно-кальциевые, хлоридно-натриевые и т.д.). В вопросе, что ставить на первое место в определении типа воды (определяющий ион или ион с наименьшей концентрацией), нет единого мнения. Хотя ГОСТ 13273-88 рекомендует в начале называть подчиненные ионы, а в конце преобладающие, путаница в названиях типов вод продолжается, что скорее отражает традиции той или иной школы гидрогеохимиков. По составу газовой фазы принято делить воды на углекислые, азотные, сероводородные и т.д.

Существует два основных способа отображать химический состав воды: с помощью формул и графический. В России широко распространено использование формулы Курлова в различных ее модификациях (Резников и др. 1970). Среди графического представления широко известны диаграммы Пайпера, циклограммы Н.И. Толстихина, М.Г. Валяшко, О.А. Алекина и др. Подробный обзор существующих диаграмм, используемых для отображения химического состава вод, дан в работе Б. Хитчена (Hitchon et al 1999). Преимуществом графического изображения является его наглядность, возможность проследить эволюцию вод того или иного региона. Не зря говорят – картина заменяет тысячи слов. Например, в широко используемой в настоящее время диаграмме Пайпера, наряду с разделением вод по основным ионам существует возможность отображать минерализации вод. Недостатком диаграмм Пайпера, является разделение вод близкого состава, когда один из анионов является доминирующим. Например, когда в водах преобладает гидрокарбонат-ион (90-98%), в реальном масштабе диаграммы все точки практически сливаются. В этом случае, для того чтобы увидеть различия вод по остальным анионам, приходится искажать масштаб. Тем не менее, диаграммами Пайпера в настоящее время широко пользуются в гидрогеохимии. Многие графические диаграммы встроены в гидрогеохимические компьютерные программы, например SOLMINEQ GW, поэтому их построение не требует больших временных затрат. Автор для разделения вод использовал основ-

ные ионы, соотношение которых на диаграмме Пайпера определяло тип воды. В название типа воды включались основные катионы и анионы, которые в ней преобладали. Наряду с составом основных ионов, важная роль принадлежит газовой фазе, особенно для вод, которые изучались автором, поэтому к названию типа воды, определенному по основным ионам добавлялось определение их газового состава.

Касаясь определения *минеральная вода*, в настоящее время большинство исследователей в России придерживается определения, предложенного А. М. Овчинниковым (1970), который к минеральным водам относил воды, оказывающие на организм человека лечебное действие, обусловленное повышенным содержанием полезных, биологически активных компонентов ионно-солевого и газового состава либо общим ионно-солевым составом воды, а также органическим веществом. Для понимания процессов формирования солевого состава минеральных вод, важным является то, что эти воды на общем геохимическом фоне скорее являются аномальными. Автор данной работы именно с таких позиций и подходил к минеральным водам. Правда, в некоторых урбанизированных районах мира, чистая подземная вода уже является геохимической аномалией. Следует отметить, что в определение минеральная вода в некоторых европейских странах вкладывается другой смысл. Например, в Великобритании к минеральным водам относятся все подземные воды, извлекаемые из недр и пригодные для питьевых целей в соответствии с требованиями, предъявляемыми к питьевым водам. Подробно этот вопрос нами рассмотрен в работах (Чудаева и др., 1999; Чудаев и др., 1999; Чудаева, Чудаев 2001; Чудаева, 2003). Вопросы более узких классификаций, используемых для отдельных типов вод, рассмотрены ниже в соответствующих главах.

Остановимся на определении "*минерализация вод*". Существует несколько подходов: расчетный путь, когда суммированием ионов и  $\text{SiO}_2$  определяется минерализация вод и экспериментальный – по весу осадка, оставшегося после выпаривания воды, обычно при температуре 105-180°C. В последние годы за рубежом широко используется электрокондуктивность – SEC (specific electrical conductivity), которая измеряется инструментально – *in situ*. Единицей измерения электропроводности является микро – и макросименсы ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ :  $\text{mS}/\text{cm}$ ). С помощью переводного коэффициента (0.55-0.76) SEC переводится в минерализацию – TDS (total dissolved solid). Многие программные продукты среди запрашиваемых данных по химическому составу вод требуют введение значения электрокондуктивности (SEC), что позволяет оценить соответствие общей минерализации воды, рассчитанной через замеренную электрокондуктивность и полученной по данным химического анализа. В данной работе минерализация вод определялась как через электрокондуктивность, так и расчетным путем, на основе данных химического анализа воды.

В работе используется понятие "зона активного водообмена". Под ней понимается верхняя оболочка коры (как правило, первые сотни метров), в пределах которой происходит активная циркуляция вод. Существующие гидрогеохимические критерии позволяют достаточно уверенно отличать воды, формируемые в зоне активного водообмена, от застойных вод (Шварцев, 1998)

Выбранные для изучения водные объекты, расположенные в пределах Сихотэ-Алиньской складчатой области и Курило - Камчатского региона имеют ряд общих черт, а именно располагаются преимущественно в областях, где развит молодой или современный вулканизм. Попытка связать гидрогеологические и гидрогеохимические процессы для таких областей была сделана В.А. Кирюхиным и др. (1989), которые рекомендовали называть такие области вулканогенами, и соответственно было предложено новое направление – гидрогеология вулканогенов.

## **1.2. МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЕОХИМИИ ВОД И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД**

Методические приемы и подходы при изучении состава вод являются основополагающей частью гидрогеохимических исследований. Поэтому выбору методов анализа вод в работе уделялось особое внимание. Был использован как отечественный, так и зарубежный опыт.

Пробы для анализа катионов и анионов отфильтровывались (через мембранный фильтр 0.45μ) на месте отбора. Подобная процедура является в настоящее время общепринятой и позволяет отделять растворенную часть и тонкие коллоиды от взвеси (Langmiur et al., 1984, Hitchon et al., 1999). Это особенно важно при анализе микроэлементов. Пробы воды для анализа катионов и кремния подкислялись сверхчистой  $\text{HNO}_3$  до  $\text{pH}=2$ , что предотвращало развитие органики в растворе. Отфильтрованные пробы помещались в специальные пластиковые контейнеры (изготовленные из инертного материала) и хранились до лабораторных исследований. Для анализа анионов отфильтрованная проба воды помещалась в отдельный пластиковый контейнер без подкисления. Нефильтрованные пробы воды для анализа в них изотопов  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^{13}\text{C}$  помещались в стеклянную посуду. Для фиксации растворенного углерода в пробу воды добавлялось определенное количество  $\text{Ba}(\text{OH})_2$ , в результате в осадок выпадал  $\text{BaCO}_3$ , который затем анализировался на  $^{13}\text{C}$ .

Особое внимание уделялось отбору растворенных газов, концентрации которых крайне низки в водах и существует возможность их потери или "заражения" воздухом атмосферы. Для этой цели использовались пробоотборники с вакуумными вентилями, разработанные специалистами Токийского университета.

Важной частью полевых исследований были замеры *in situ* нестабильных параметров воды: pH, Eh, SEC (электропроводность), DO (растворенный кислород) и содержание гидрокарбонат иона ( $\text{HCO}_3^-$ ). Для этой цели использовалась портативная полевая лаборатория, основу которой составлял микропроцессор M90, снабженный сменными pH, Eh, SEC, DO электродами (фото 1).  $\text{HCO}_3^-$  определялось методом титрования на цифровой установке "Nach".



*Фото 1.* Полевая лаборатория для замеров pH, Eh, O<sub>2</sub>, электропроводности (SEC)

Аналитические лабораторные работы включали комплекс современных методов. Основные ионы, микроэлементы и РЗЭ определялись методами основанными на индуктивно – связанной плазме (ICP), его оптический (ICP-AES) и масс-спектрометрический (ICP-MS) варианты. Концентрации анионов измерялись колориметрическим и хроматографическим методами. Стабильные изотопы  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{87}\text{Sr}$ ,  $^{34}\text{S}$  и изотопы благородных газов  $^3\text{He}$ ,  $^{36}\text{Ar}$ ,  $^{20}\text{Ne}$ ,  $^{84}\text{Kr}$ ,  $^{132}\text{Xe}$  и другие определялись на масс-спектрометрах. Основной объем лабораторных работ был выполнен в химической лаборатории Британской геологической службы (Великобритания), Токийском университете и Университете Окаяма (Япония).

Химические и минералогические анализы пород выполнены в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН по традиционной технологии. При минералогическом анализе особое внимание уделялось вторичным минералам: глинистым минералам, цеолитам и др. Глинистые минералы определялись во фракции  $< 0.001\text{мм}$ , которая выделялась методом отмучивания. В основе диагностики глинистых минералов лежали методы рентгеноструктурного анализа и электронной микроскопии с применением микродифракции электронов. Известно, что при

идентификации глинистых минералов определяющими являются базальные рефлекссы (001; 002 и более высоких порядков). Наряду со съемкой ориентированных препаратов на рентгеновском дифрактометре базальные рефлекссы были получены также с загнутых краев частичек слоистых минералов в электронном микроскопе, что позволило достоверно определять глинистые минералы в смеси, при их малом количестве. Параметр "b", позволяющий устанавливать принадлежность глинистых минералов к диоктаэдрическому и триоктаэдрическому типам, замерялся на электронографе, использование которого, как показал опыт, дает надежные результаты.

В работе использовались методы компьютерного моделирования и расчета равновесий. Детальный обзор существующих программ, применяемых для построения геохимических моделей сделан С.Р. Крайновым (1999). Среди многообразия существующих программ как отечественных (Селектор, Gibbs, MIF, SONJ, SONE-23-4 и др.) так и зарубежных (GEOCHEM-PC, MINEQL+, PHREEQC, PHRQPITZ, REACT, SOLMINEQ, WATERQ4F и др) использовался пакет программ: SOLMINEQ – 94, SOLMINEQ GW ( Kharaka et al., 1988; Hitchon et al., 1999) и Селектор-С (Карпов, 1997). Выбор был обусловлен следующими причинами. В SOLMINEQ (solution-mineral-equilibrium) заложена хорошая термодинамическая база данных по низкотемпературным минералам (глинистым, цеолитам и др.), которые часто образуются в экзогенных условиях в системе вода-порода. Среди расчетных термодинамических показателей она вычисляет индекс насыщения минералов ( $\text{Log IAP}/K_{\text{eq}}$ ), широко используемый в настоящее время. Наряду с этим SOLMINEQ позволяет рассчитывать температуры водных резервуаров на глубине, используя многочисленные геохимические параметры. В последней версии SOLMINEQ GW, адаптированной под Windows 95/98, создан хороший графический интерфейс, позволяющий строить различного рода диаграммы, необходимые для природных вод. Задачи более сложного уровня – описание процессов в гетерофазной системе, создание многорезервуарных моделей, имитирующих проточный гидротермальный процесс и т.д., требует более универсальных программных средств (Селектор-С, Gibbs и др). Мы использовали "Селектор-С", который был опробован многими исследователями, в том числе и нами (Авченко, и др. 1999).

**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