

ЭВОЛЮЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ С ПАРОДОМИНИРУЮЩИМИ ЗОНАМИ В ОБЛАСТЯХ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

Жатнуев Н.С.¹, Рычагов С.Н.²

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, E-mail: zhat@gin.bsc.buryatia.ru

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия, E-mail: rychsn@kcs.iks.ru

Близповерхностные гидротермальные системы областей современного вулканизма содержат паровые зоны, эволюционирующие в зависимости от термодинамических условий, солёности и газосодержания. Границы паровых зон являются геохимическими барьерами, на которых происходит растворение и осаждение минерального вещества.

EVOLUTION OF HYDROTHERMAL SYSTEMS CONTAINING VAPOURDOMINATING ZONES IN FIELD OF MODERN VOLCANISM

Zhatnuev N.S.¹ and Rychagov S.N.²

¹ Geological institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, E-mail: zhat@gin.bsc.buryatia.ru

² Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia, E-mail: rychsn@kcs.iks.ru

Near surface hydrothermal system of fields of modern volcanism contain vapor zones that develop depending according to thermodynamic conditions, salinity and gas content. Borders of vapor zones form geochemical barriers where mineral matter dissolution and sedimentation occur.

1. Введение

Проблема формирования паровых зон в гидротермальных системах разрабатывается давно и в большей степени была связана с изучением и использованием ресурсов подземного тепла в областях недавнего и современного вулканизма [9]. В любом случае паровые зоны образуются в магматогенно-гидротермальных системах (МГС), генетически связанных с магматическими очагами.

Под магматогенно-гидротермальной системой можно подразумевать некий объем горных пород и циркулирующих в нем флюидов, в котором под воздействием тепла, генерируемого магматическим очагом, происходят процессы

тепломассообмена и минералообразования. Используя развиваемый А.А. Пэком [13] в отношении гидротермального процесса системный подход, можно представить обобщенную модель МГС как системы, возникающей и развивающейся при взаимодействии двух компонентов - магматической системы (МС) и системы вмещающих пород (СВП) (рис. 1). По мере эволюции МГС ее объем увеличивается, достигает определенного максимума, а затем уменьшается.

МС - очаг магмы, находящейся в жидком или частично закристаллизованном состоянии, а также породы и флюид, образующиеся в результате кристаллизации

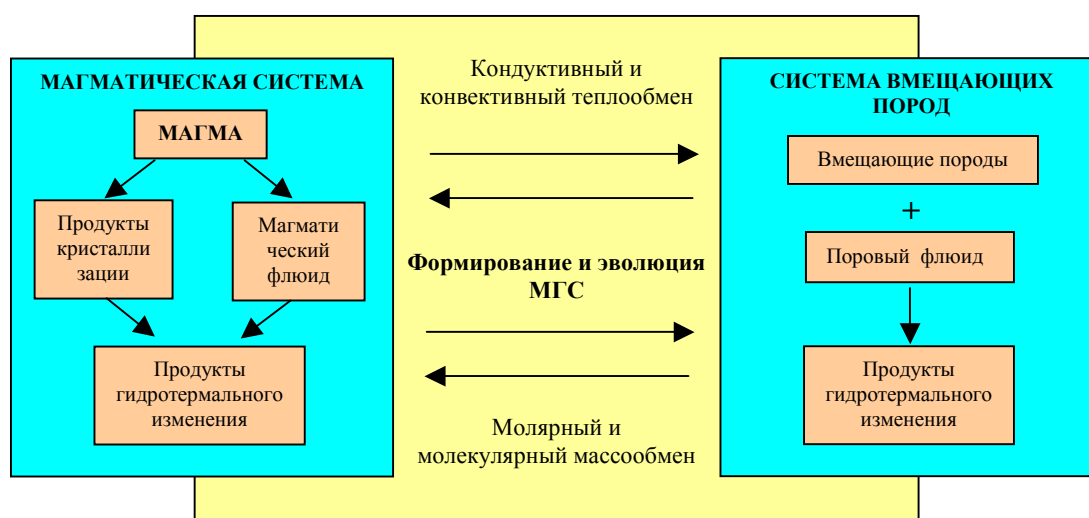


Рис. 1. Формирование и эволюция МГС при взаимодействии МС и СВП.

магмы. СВП – объем первичных пород с содержащимся в нем трещинно-поровым флюидом и определенной геологической структурой, в пределах которого возникает и функционирует МГС. Геологические, физико-механические, физико-химические характеристики и эволюция МГС зависят от характеристик МС и СВП, которые в свою очередь подчинены глобальным (геодинамическим) факторам. Попытаемся схематично рассмотреть эти взаимосвязи и в определенной мере показать значимость тех или иных факторов при формировании и эволюции МГС.

Формирование и эволюция МГС осуществляются при кондуктивном и конвективном теплообмене и конвективном и диффузионном массообмене между различными частями МС и СВП.

На формирование МС, СВП и МГС весьма существенным образом влияют геодинамические факторы, которые действуют опосредованно. Так, например, в условиях континентальных рифтовых зон такой важный фактор как давление в МГС будет существенно ниже, чем в условиях срединно-океанических рифтов, где

процессы протекают под толщей воды иногда до 5 км и более. Также континентальные и морские МГС будут отличаться составом магмы, вмещающих пород и соленостью флюида, и т.д. В условиях островных дуг давление и соленость флюида, состав магм и вмещающих пород могут быть чрезвычайно разнообразными. Здесь МГС могут возникнуть в морских условиях, а также и на суше. Состав магм,

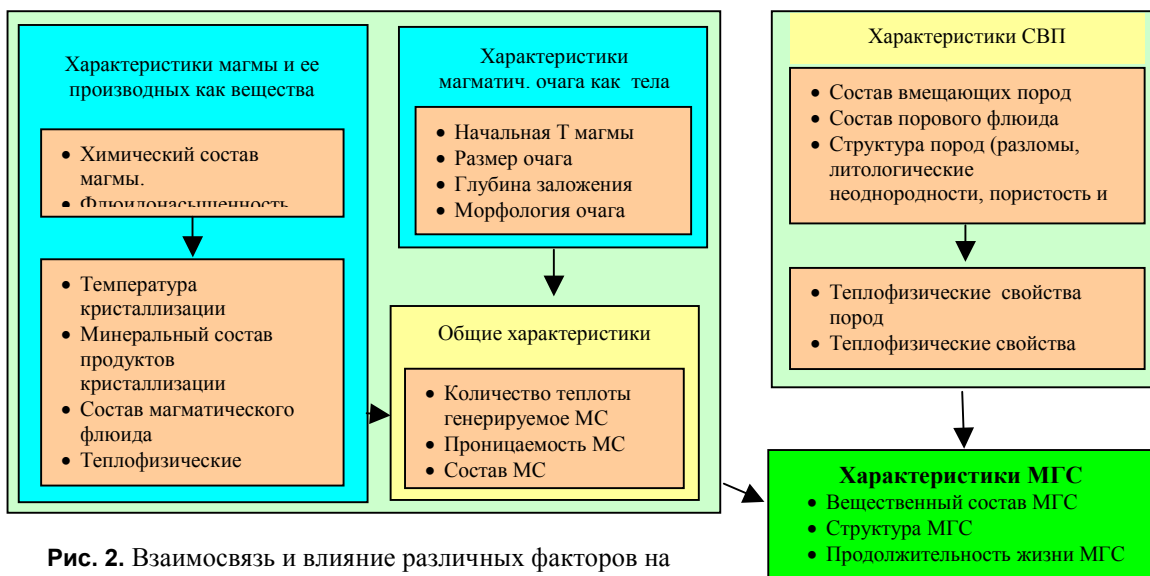


Рис. 2. Взаимосвязь и влияние различных факторов на условия формирования и развитие МГС

генерирующих гидротермальные системы, может изменяться от базальтовых до диоритовых и дацитовых.

Взаимосвязь и влияние различных факторов на условия формирования и развитие МГС можно пояснить на примере схемы (рис. 2).

2. Характеристики магматических систем

Характеристики МС можно разделить на два типа.

2.1. Характеристики магмы как вещества. Магма как вещество обладает свойствами, которые взаимосвязаны между собой и являются чрезвычайно важными факторами при формировании МГС. Рассмотрим их более подробно.

1. Химический состав магмы. От него зависят: а) температура кристаллизации, которая определяет момент консолидации магматического тела, формирования контракционных трещинных структур и резкого увеличения проницаемости за счет этого; б) соотношение объемов расплавленной магмы и породы, образовавшейся в результате ее кристаллизации. Этим соотношением определяется объем контракционной трещиноватости и, в конечном счете, такая важная характеристика МГС, как проницаемость; в) теплофизические характеристики, как самой магмы, так

и продуктов ее кристаллизации - магматических пород (теплоемкость, теплосодержание, теплопроводность); г) минеральный состав магматических пород.

2. Флюидонасыщенность магмы. От этого параметра находятся в зависимости: а) температура кристаллизации магмы; б) начало момента отделения флюида при эволюции МС. Отделение флюида в зависимости от его содержания в магме может начинаться как на собственно магматической стадии в результате декомпрессии, так и на стадии кристаллизации магмы (ретроградное кипение). Составы и теплофизические свойства флюида (энтальпия, удельный объем и др.) в том и другом случае будут различаться.

2.2. Характеристики очага как геологического тела. Магматические очаги, как геологические тела, могут различаться своими параметрами, наиболее важные среди которых следующие.

1. Начальная температура магмы.
2. Размер очага.
3. Глубина заложения магматического очага.
4. Морфология очага.

К наиболее общим характеристикам МС, определяющим формирование и эволюцию МГС, вероятно, можно отнести.

1. Общее количество теплоты, генерируемое МС. Оно зависит от начальной температуры очага, его размеров и теплофизических свойств магмы. Распределение теплоты, выделяемой МС, во времени определяется, в основном, температурой кристаллизации магмы, поскольку до кристаллизации теплоперенос в магматическом очаге осуществляется путем конвективного движения достаточно вязкой магмы и кондуктивным способом. После раскристаллизации и возникновения контракционной трещиноватости и межзерновой пористости теплообменные процессы интенсифицируются за счет конвекции менее вязкого флюида.

2. Проницаемость МС - один из наиболее важных факторов в жизни МГС и зависит от таких параметров как состав магмы, ее начальная температура и флюидонасыщенность. О зависимости проницаемости от состава упоминалось выше. Флюидонасыщенность влияет на проницаемость аналогичным образом. При высоком значении этого показателя плотность магмы хотя и незначительно, но снижается, и в связи с этим изменяется соотношение удельных объемов расплава и продуктов его кристаллизации; как результат, возрастает степень контракционной трещиноватости и проницаемость. Кроме того, от флюидонасыщенности изменяется

температура кристаллизации магмы и через этот фактор она влияет на время и температурные условия появления контракционной проницаемости. Влияние начальной температуры магмы на проницаемость также осуществляется через контракционную трещиноватость. Более высокотемпературная магма имеет больший удельный объем по сравнению с низкотемпературной и отсюда возникает разница в соотношениях удельных объемов между расплавом и продуктами кристаллизации. Кроме того, от начальной температуры внедрившейся магмы зависит степень ее начальной кристалличности. При низкой температуре внедрения магма может быть в значительной мере закристаллизованной, а консолидация межзернового расплава не может дать значительной контракционной трещиноватости. Из перечисленных факторов наиболее значимыми для величины проницаемости консолидированной интрузии являются состав и начальная температура магмы. Флюидонасыщенность, по всей вероятности, играет подчиненную роль.

3. Вещественный состав МС определяется составом магмы, ее флюидонасыщенностью и, поскольку после консолидации очага МС становится частью МГС, вносит свой вклад в состав МГС.

4. Геологическая структура МС (глубина расположения очага и его морфология), которая значительное влияние может оказывать на скорость теплообмена и, как следствие, на интенсивность процессов минералообразования.

3. Характеристики системы вмещающих пород

Характеристики СВП не менее важны для формирования и развития МГС, поскольку значительная по объему часть последней эволюционирует во вмещающих породах, которые могут быть весьма неоднородными по составу и структурно-литологическим особенностям. Состав новообразований в МГС во многом определяется составом СВП, а большая часть гидротермального флюида является иммобилизованным поровым и трещинным раствором. Начальная трещинно-поровая проницаемость МГС определяется структурными особенностями СВП, и структура тепломассопотоков в начальной стадии развития гидротермальной системы, в основном, подчиняется геологической структуре вмещающих пород. Значительное влияние на состав гидротермального флюида и его теплофизические свойства оказывает состав вмещающих пород и порового флюида.

Основные характеристики МГС, таким образом, зависят от комплекса

условий, которые определяются свойствами МС и СВП и сама она возникает при взаимодействии последних.

4. Пародоминирующие системы (ПДС)

Для современных МГС были выделены зоны с флюидом, представляющим насыщенный и сухой пар, которые были названы пародоминирующими системами [17]. Пространственные взаимоотношения флюидных фаз в гидротермальных системах (ГС) изучены недостаточно, хотя они представляют несомненный интерес с общетеоретических позиций и позиций рудообразования. Границы паровых зон в ГС могут представлять собой комплексный геохимический барьер, который можно отнести к разряду термодинамических, кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных барьеров одновременно, поскольку перераспределение растворенных газовых компонентов, продуктов гидролиза солей между жидкостью и паром является мощным фактором нарушения равновесия в гидротермальном растворе.

Модели формирования и эволюции паровых зон в ГС были рассмотрены нами в ряде работ [1-8, 14]. Основная идея заключается в том, что кривая распределения температуры в системе пересекает кривую кипения гидротермального раствора, а в точках пересечения происходит кипение или конденсация [1]. На фоне этих процессов выделяется или поглощается теплота, происходит увеличение концентрации солей, ощелачивание раствора при его выкипании и раскисление при конденсации.

На Паужетском месторождении парогидротерм (Южная Камчатка) локальные точки разгрузки насыщенного природного пара наблюдались до начала эксплуатации месторождения в виде гейзеров и паровых струй, которые свидетельствуют о наличии в недрах соответствующих термодинамических условий для формирования паровых зон. Используя гидрогеотермические разрезы месторождения [12], а также гидрогеотермический разрез, приведенный в отчете В.А. Ямпольского с соавторами¹, для района скважин Р-112 и ГК-2 мы попытались

¹ В.А.Ямпольский и др. Отчет по доразведке юго-западных флангов Паужетского месторождения перегретых вод за 1972-1976 гг (стадия предварительной доразведки)//. КПУ ИГТЗ, Петропавловск-Камчатский, 1976 г.

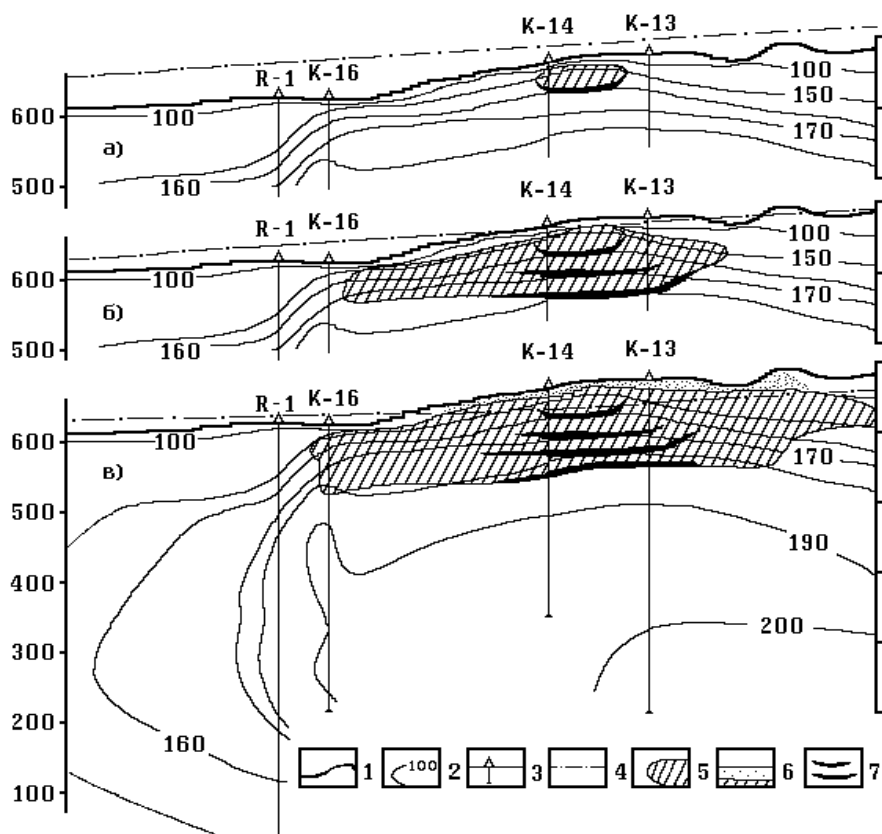


Рис. 3. Предполагаемая эволюция паровой зоны, связанная с неотектоническим поднятием и изменением гидростатического давления в системе.
 1 - Поверхность земли. 2 - Изотермы. 3 - Скважины. 4 - Пьезометрический уровень термальных вод. 5 - Паровая зона. 6 - Зона пара выше пьезометрического уровня. 7 - Зоны окремнения, связанные с кипением гидротерм, и их эволюция в связи с изменением уровня парообразования.

реконструировать разрезы паровых зон, существовавших до начала эксплуатации месторождения.

В районе Верхнего термального поля была выделена паровая зона, которая образовалась, по нашим предположениям, в результате понижения уровня термальных вод в процессе локального поднятия блока пород, ограниченного разломами (рис. 3) [2, 4, 5]. Изучение керна по скважинам К-13 и К-14 показало наличие аномальных, по сравнению с исходными породами, минеральных образований, которые были отнесены к породам, образующимся на геохимическом барьере кипения. В обеих скважинах в верхней части разреза отмечается интенсивное окварцевание пород и изменение химического состава по сравнению с исходным, что отражается экстремальными пиками на распределении SiO_2 , редких щелочей, Au, Ag и изотопных отношений Sr в колонке скважины К-13 (рис. 4).

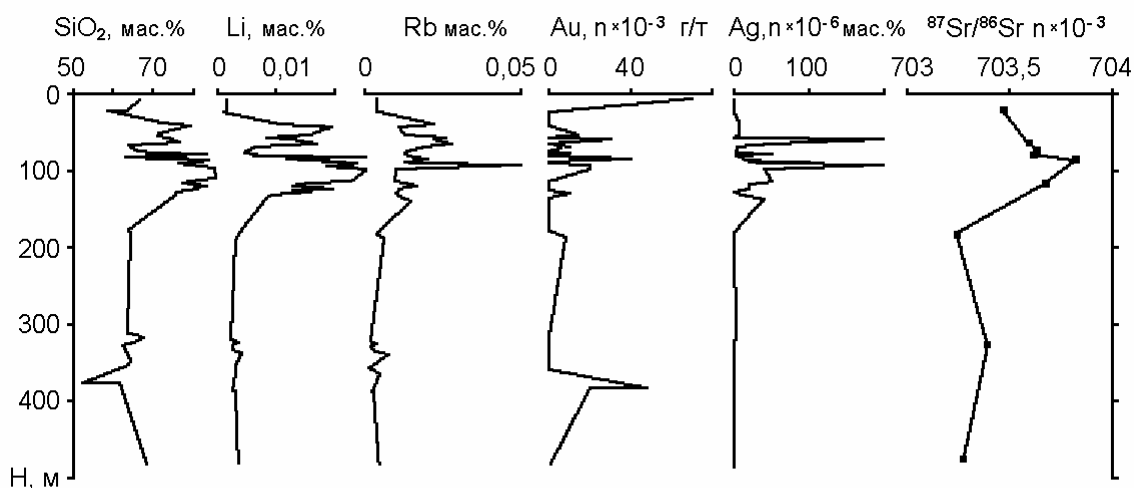


Рис. 4. Распределение SiO_2 , Li, Rb, Au, Ag и изотопные отношения Sr в разрезе скважины К-13 на Верхнем термальном поле (Паужетское месторождение парогидротерм).

Анализ гидрогеотермического разреза месторождения по профилю скв.110 – 113 (рис. 5 и 6) и проекция на разрез кривой кипения показывают возможность существования локальной паровой зоны в районе скважин 112 и ГК-2, выходящей на поверхность в окрестностях скв.112. Подошва паровой зоны находится вблизи

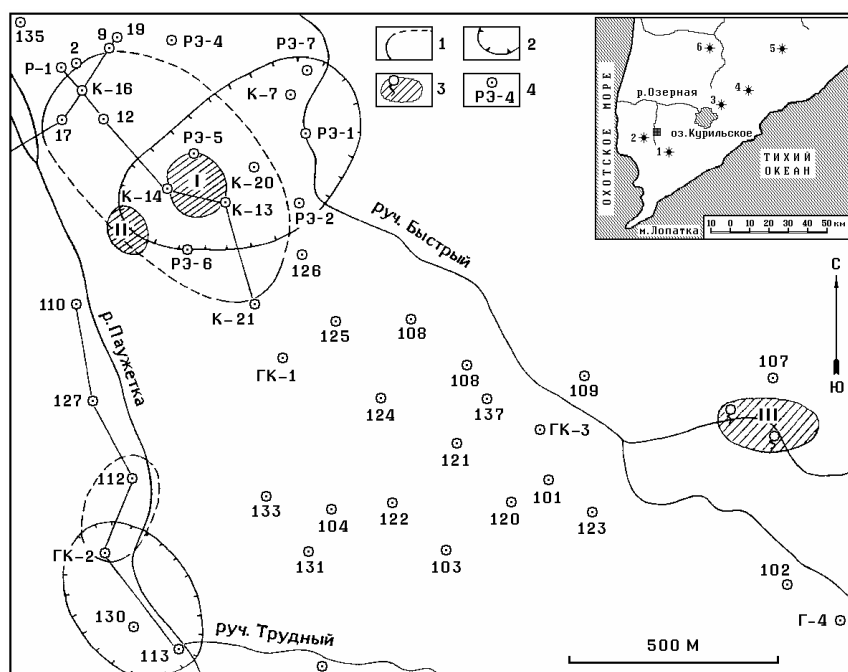


Рис. 5. План Паужетского месторождения парогидротерм и его расположение на юге Камчатского полуострова (врезка). Условные обозначения на плане: 1 - предполагаемые по гидрогеотермическим данным паровые резервуары; 2 - области смешения гидротерм и поверхностных вод по данным изотопии стронция [11]; 3 - термальные поля (I - Верхнее, II - Южное, III - Восточно-Паужетское); 4 - скважины и их номера. На врезке: заштрихованный квадрат - Паужетское месторождение; 1-6 - вулканы.

нулевой отметки по абсолютной высоте. Предполагаемая паровая зона приурочена к геотермическому куполу, который, вероятно, контролируется серией разломов СЗ-ЮВ простирания. Характерно, что изотопные аномалии стронция, выделенные В.Д. Пампурой и Г.П. Сандимировой [11], в плане и в разрезе сопровождают паровые зоны, предполагаемые нами по геотермическим данным.

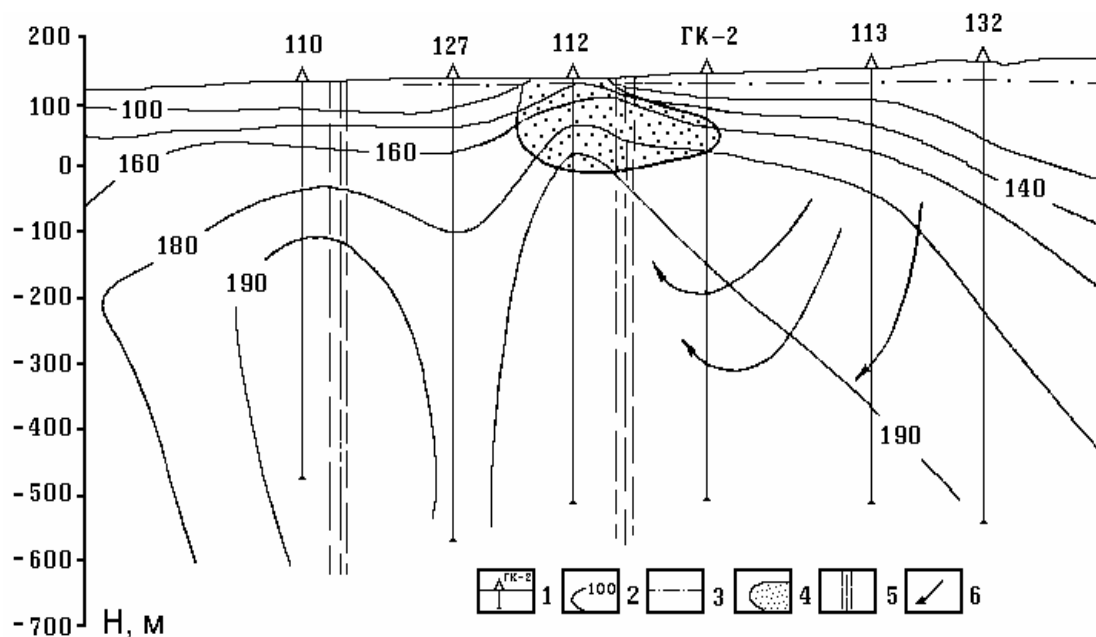


Рис. 6. Гидрогеотермический разрез района скв. 112 - ГК-2 (по В.А.Ямпольскому) с дополнениями. 1 - скважины, 2 - изотермы, 3 - пьезометрический уровень гидротерм, 4 - паровая зона, 5 - разломы, 6 - потоки метеорных вод.

Обнаружение пародоминирующих зон во многих гидротермальных системах вулканических областей [16, 17] привело нас к идее построения численных моделей формирования паровых систем [5]. Моделирование показало возможность миграции паровых зон вверх по разрезу в силу движения температурного фронта и конвекции флюида. Характер подъема зависит от многих параметров (мощности магматического очага, проницаемости и структурных неоднородностей вмещающих пород и т.д.) [5, 7]. При повышенной проницаемости пород и при наличии разломов резервуар пара достаточно быстро перемещается вверх и время функционирования его существенно сокращается.

Как было нами показано ранее, в процессе эволюции паровые зоны испытывают периодические пульсации размеров вплоть до полного исчезновения вследствие изменения солености, а также поглощения теплоты кипения [3, 8]. Автоколебательный процесс пульсации паровых систем, описанный в работе [8], вероятно, характерен для глубоких и высокосоленых гидротермальных систем, но периодические изменения уровня термальных вод были отмечены Г.А.Карповым для малоглубинных Камчатских гидротерм [10], что, вероятно, связано с подтоком охлажденных метеорных растворов. Процессы пульсации и подъема паровых зон могут сопровождаться и химической эволюцией системы. Из работы [14] известно,

что процесс кипения солевых растворов приводит к дифференциации вещества между паром и жидкостью. Раствор приобретает щелочные свойства, что способствует растворению кремнезема из пород, а пар – кислотные. Конденсация кислотного пара на верхней границе паровой зоны ведет к выщелачиванию из пород оснований. Схлопывание паровой зоны приводит к пространственному совмещению щелочной и кислотной зон и нейтрализации раствора с осаждением минеральной нагрузки. Схематическая модель такого процесса, протекающего с различными скоростями, представлена на **рисунке 7**, где показан один период расширения-сжатия.

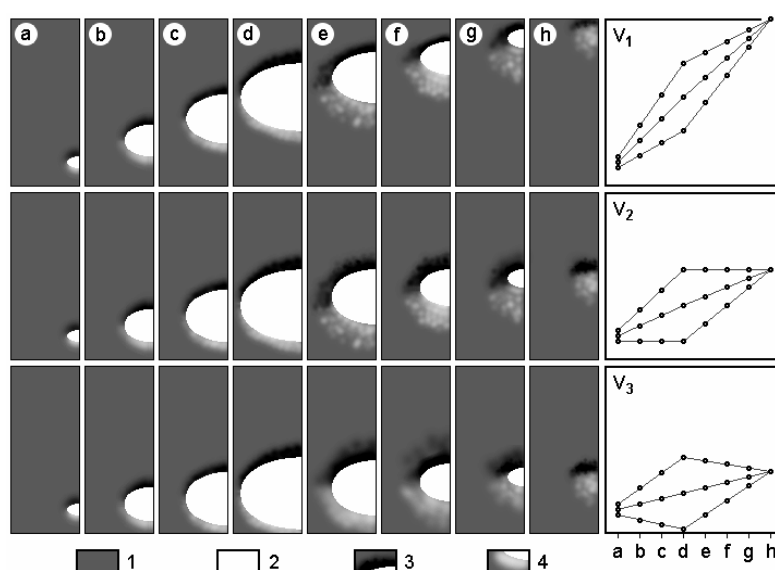


Рис. 7. Схематическая модель пульсационной эволюции паровой зоны в гидротермальной системе. 1 – зона жидких гидротерм, 2 – паровая зона, 3 – зона кислотного конденсата, 4 – зона щелочного концентрированного раствора. a-h – стадии процесса. Справа на диаграмме показано положение верхней и нижней границ паровой зоны и ее геометрического центра в зависимости от скорости (V_1, V_2, V_3) подъема паровой зоны в разрезе.

В общем виде при возникновении и расширении паровой зоны в гидротермальной системе мы, вероятно, должны наблюдать постепенное расширение верхней и нижней границ и соответственно разрастание по латерали зон кислотного выщелачивания и щелочного метасоматоза. Сжатие же приведет к обратному процессу, т.е. нейтрализации флюидов с различным химизмом на флангах системы и к концу – общей нейтрализации в результате конвективного перемешивания на месте исчезнувшей паровой зоны.

Рассмотрим случай с относительно высокой скоростью подъема резервуара, когда в течение одного периода расширения-сжатия зона пара успевает подняться на

расстояние, превышающее собственную высоту во время максимального развития (**рис. 7, ряд V₁**). В этом случае граница зоны, на которой происходит конденсации флюида, постоянно опережает нижнюю границу испарения, пока в результате сжатия последняя не нагонит первую. В процессе сжатия происходит также и сближение боковых границ, на которых идет постепенная взаимная нейтрализация кислотных и щелочных флюидов. При этом в разрезе должны наблюдаться результаты кислотного выщелачивания пород, по которым развиваются щелочные метасоматиты и продукты нейтрализации этих растворов. В случае длительного сохранения термодинамических условий системы эта процедура может повторяться в тех же пространственных рамках, следствием чего мы будем видеть многократное прохождение в разрезе кислотных и щелочных фронтов.

При пониженной скорости «всплывания» паровой зоны (**рис. 7, ряд V₂**) после максимального разрастания размеров резервуара верхняя граница будет стоять на месте, тогда как его геометрический центр и нижняя граница будут смещаться, приближаясь к верхней. Максимальная кислотная проработка должна наблюдаться на верхней границе по оси системы. В случае низкой скорости подъема (**рис. 7, ряд V₃**) граница конденсации будет испытывать регрессивное движение со всеми вытекающими последствиями, т.е. верхняя часть разреза будет подвергнута только кислотному выщелачиванию, нижняя часть – только щелочному метасоматозу, а в середине будут наблюдаться продукты нейтрализации этих растворов. Если экстраполировать эти процессы на несколько периодов, то, возможно, мы будем наблюдать многостадийность и периодичность кислотно-щелочной эволюции в гидротермальной системе с «опережающей волной кислотности и поздней щелочной стадией» и многостадийность минералообразования, что и отмечается при детальном петрографическом, минералогическом и геохимическом изучении керн скважин, пересекающих пародоминирующие системы [14].

5. Заключение

Резюмируя изложенное выше, можно предполагать, что возникновение паровых зон происходит именно в МГС, для которых характерны высокие температуры в сочетании с относительно низкими давлениями. Развитие паровых зон зависит от многих факторов, таких как состав магм и флюида, состав вмещающих пород, геолого-структурная и геодинамическая позиция системы, и может протекать по различным сценариям согласно комплексу первоначальных

свойств магматической системы и системы вмещающих пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 03-05-64044а и 05-05-79101к).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Жатнуев Н.С.** Модели пародоминирующих гидротермальных систем в докритических условиях // Докл. АН СССР т. 293, N1, 1987, с. 203-206.
2. **Жатнуев Н.С., С.Н.Рычагов, Г.П.Королева.** Пародоминирующая система Верхнего термального поля Паужетского месторождения /Южная Камчатка/. Докл. АН СССР 1990, т. 311, N1, с.175-178.
3. **Жатнуев Н.С.** Модели эволюции гидротермальных систем с гетерогенным флюидом // ДАН, 1991, Том 317, N 6, с.1466-1479.
4. **Жатнуев Н.С., Рычагов С.Н., Миронов А.Г., Королева Г.П. Стефанов Ю.М., Богданов Г.В.** ПДС и геохимический барьер жидкость-пар Верхнего термального поля Паужетского месторождения // Вулканология и Сейсмология, 1991, 1, с. 62-78.
5. **Жатнуев Н.С., Миронов А.Г., Рычагов С.Н., Гунин В.И.** Гидротермальные системы с паровыми резервуарами // Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996, -184 с.
6. **Жатнуев Н.С., Рычагов С.Н., Посохов В.Ф.** Паровые зоны в гидротермальной системе Паужетского месторождения (Южная Камчатка) // Доклады РАН, 1998, том 362, N1, с. 76-80.
7. **Жатнуев Н.С., Гунин В.И.** Динамика гидротермальных систем с паровыми зонами по данным численного моделирования // В кн.: Магматические и метаморфические породы Бурятии и связанная с ними рудная минерализация. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000, с. 107-113.
8. **Жатнуев Н.С.** Модель эволюции кислотно-щелочных свойств флюида в гидротермальных системах с паровыми резервуарами // Доклады РАН, 2001, том 379, № 2. с. 241-246.
9. **Изучение и использование геотермических ресурсов** // М.: Мир, 1975, - 340 с.
10. **Карпов Г.А.** Экспериментальные исследования минералообразования в геотермальных скважинах // М.: Наука, 1976, - 171 с.
11. **Пампура В.Д., Сандимирова Г.П.** Геохимия и изотопный состав стронция в гидротермальных системах // Новосибирск: Наука, 1991, - 120 с.
12. **Паужетские горячие воды на Камчатке.** М.: Наука, 1965, -208 с
13. **Пэк А.А.** Гидротермальная система; уровни исследования и граничные условия процесса // В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1976, с. 46-58.
14. **Структура гидротермальной системы.** М.: Наука, 1993. 298 с.
15. **Шмонов В.М., Аксюк А.М., Алехин Ю.В. и др.** Гидротермальные растворы и скарнообразование // В кн.: Эксперимент в решении актуальных задач геологии. М.: Наука, 1986, с. 278-306.
16. **Ingebritsen S.E., Sorey M.L.** A quantitative analysis of the Lassen Hydrothermal System, North Central California // Water Resources Res., 1985, vol.21, no.6, p. 853-868.
17. **White D.E., Muffler L.J.P, Truesdell A.H.** Vapour – dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems // Econ. Geol., 1971, v.66, no.1, p. 75-97.