

# МОДЕЛЬ ТЕПЛОВОЙ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ ДИНАМИКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

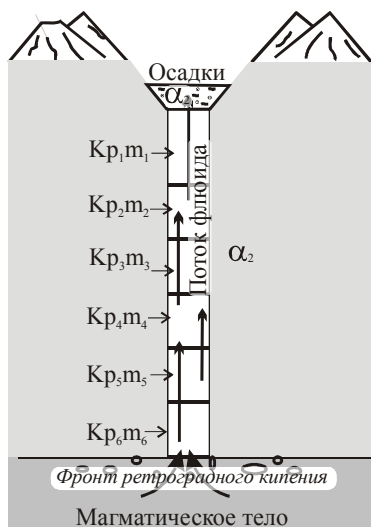
Е.П. Бессонова<sup>1</sup>, В.Н. Шарапов<sup>1</sup>, К.В. Чудненко<sup>2</sup>, В.К. Черепанова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, e-mail: liza@uiggm.nsc.ru

<sup>2</sup>Институт геохимии СО РАН, Иркутск

Цель представляемого исследования – создание метода для адекватного описания газогидротермальных процессов в вулcano-гидротермальных системах с учетом динамики теплофизических и физико-химических параметров. Особое внимание в данной работе уделено фазовым переходам во флюиде, которые образуют условия для появления геохимических барьеров. Модель создана на основе оригинальных фактических материалов по вулканам Камчатки и Курил, с привлечением данных по Au-Ag эпитермальным месторождениям Камчатки. Современные гидротермальные процессы, исследуемые авторами на активных вулканах (Карымский, Мутновский, Эбеко), позволяют получать уникальный материал по составу растворов и изменению пород, наблюдать приповерхностные фазовые барьеры и рудоотложение на них.

**Постановка задачи.** Авторами разработан программный комплекс (ПК), объединяющий ПК Селектор [Чудненко, 2007] и ПК Флюид [Шарапов и др., 2008], который позволяет рассчитывать модели с учетом теплофизики, гидродинамики и физико-химии процесса. В основу положена численная модель квазидвумерного описания неизотермической физико-химической динамики взаимодействия флюид-порода при наличии в потоке магматического флюида меняющихся фазовых состояний, построенная на совмещении стефановского приближения в описании появления и вырождения фазовых границ в потоке флюида в трещиновато-пористых средах [Черепанов и др., 2007] и методологии описания равновесной физико-химической динамики в рамках приближения проточного реактора в программном комплексе Селектор. Сначала для каждого резервуара на каждом времени рассчитываются теплофизические и гидродинамические параметры, которые и используются при определении физико-химического равновесия. Такой подход позволил впервые перейти от времени условного (учитывающегося, как соотношение вода/порода (В/П), используемого в аналогичных ПК [Гричук, 2000], к *времени реальному*, начинающему свой отсчет от начала жизни магматической камеры, продуцирующей тепло и магматогеенный флюид. Алгоритм и допущения, сделанные при создании теплофизической модели, подробно описаны в [Шарапов и др., 2008], здесь подчеркнем лишь параметры, которые при термодинамическом моделировании определяют закономерности системы. На рис. 1 модель вулcano-гидротермальной

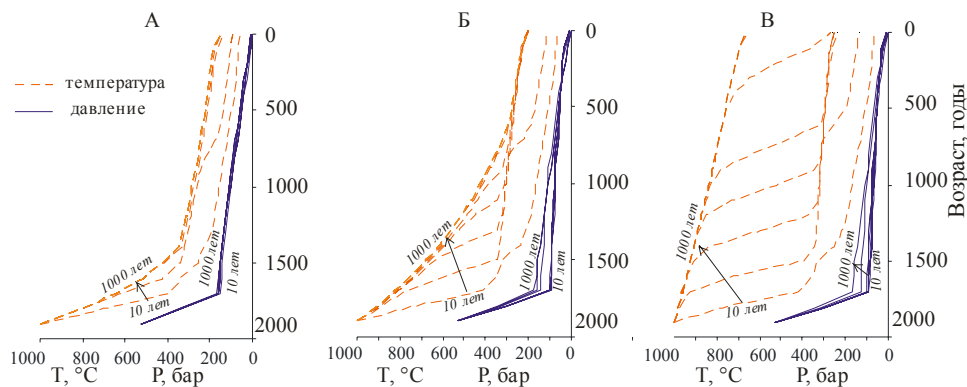


**Рис. 1.** Схема моделируемого разреза вулcano-гидротермальной системы.

системы со слоистым флюидопроводником, каждый слой обладает своей пористостью и проницаемостью ( $K_p$  и  $m$ ), боковые стенки флюидопроводника непроницаемы, обладают коэффициентом теплоотдачи  $\alpha_2$ , коэффициент теплоотдачи с поверхности -  $\alpha_1$ . Широкий спектр возможных сценариев развития гидротермальной системы в зависимости от вышеперечисленных параметров, а также от глубины залегания камеры и мощности флюидопроводника ( $L_1$  и  $L_2$ ) описан в [Шарапов и др., 2008]. В данном сообщении нет возможности охватить множество вариантов, поэтому нами выбраны наиболее характерные. Для демонстрации возможностей модели показан случай, когда магматическая камера залегает на глубине 2000 м., мощность флюидопроводника 10 м., на поверхности существует флюидопор с коэффициентом теплоотдачи 5 Вт/м<sup>2</sup>·К. Рассматриваем лишь вариации коэффициента теплоотдачи с боковой поверхности от 0.001 до 0.01 Вт/м<sup>2</sup>·К. Химический состав системы и поток флюида остается неизменным. Моделируется стандартная схема из 20 проточных реакторов, расположенных равномерно вдоль разреза. Каждому реактору присваивается своя глубина, на каждом шаге расчета в

реакторе меняются температура и давление. Исследуемое время – 1000 лет. Рассмотрены две возможности взаимодействия внутри реакторов. Первый вариант - когда породы флюидопроводника не вовлекаются в процесс, и отложение новообразованных минералов идет в пустотах лишь за счет привнесенных из камеры элементов, такой тип может быть характерен для систем с возобновляемой промежуточной камерой и, как следствие, с уже проработанными и инертными породами (в дальнейшем тексте тип 1). Второй тип – породы флюидопроводника свежие, соответствующие породам камеры, они вовлекаются в реакцию, в разрезе происходит перераспределение элементов (в дальнейшем тексте тип 2).

**Результаты моделирования.** В представляемом примере варьировался только коэффициент теплоотдачи с боковой поверхности. На рис. 2 представлена динамика изменения температуры и давления для трех вариантов  $\alpha_2$ .

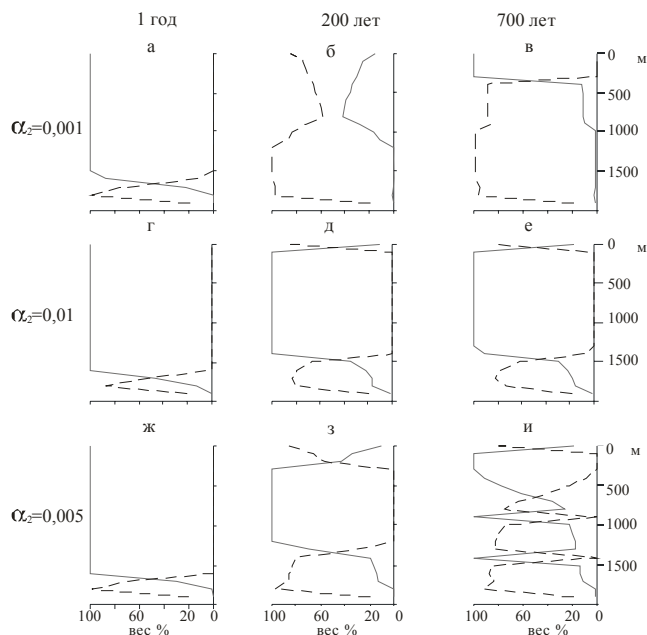


**Рис. 2.** Распределение температуры и давления в разрезе в зависимости от коэффициента теплоотдачи с боковых стенок флюидопроводника: А -  $\alpha_2 = 0,001 \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{К}$ ; Б -  $\alpha_2 = 0,01 \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{К}$ ; В -  $\alpha_2 = 0,005 \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{К}$ .

Для типа 1 при низком  $\alpha_2$  зона гидротермальных растворов наблюдается лишь в приповерхностном слое. Устойчивая фазовая граница формируется только к 400 годам (рис 3 в), до этого происходит прогрев системы и фазовые переходы мигрируют в разрезе (рис. 3 а, б). Схожее распределение фазовых переходов во флюиде характерно и для типа 2, так что специально его обсуждать не будем. Для высоких  $\alpha_2$  зона гидротермальных растворов формируется существенно быстрее (к 50 годам) и фазовые границы сразу занимают устойчивое положение (рис 3 г, д, е). Интересное распределение фазовых границ характерно для  $\alpha_2 = 0,005$  (рис. 3 ж, з, и). К 200 годам формируются несколько устойчивых фазовых переходов. Пока нельзя сказать, возможна ли реализация такой ситуации в природе, но при расчете взаимодействия типа 2 тенденция сохраняется, однако со временем (к 700 годам) остается только одна фазовая граница – конденсация магматогенного флюида. Такое разнообразие в динамике фазовых границ приводит и к существенным отличиям в отложении и перераспределении элементов в разрезе.

При расчете типа 1 с  $\alpha_2 = 0,001 \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{К}$  происходит накопление рудных компонентов, а петрогенные практически не образуют собственных минералов. Серебро в течение рассматриваемого времени накапливается на глубине 1500 м и выше (до 500 м), в виде аргента, однако максимум с превышением в количестве на несколько порядков приходится на 1500 м. Такое распределение является результатом начальной стадии процесса, когда на глубине 1600-1500 м. находится граница конденсации магматогенного флюида. Интересно поведение золота – начиная накапливаться на глубине 1600 м. на ранних стадиях развития, в дальнейшем мигрирует (целиком, не сохраняясь внизу) в верхние горизонты до 400 м., где и концентрируется в виде самородного золота. Кроме того, в незначительных количествах в виде интерметаллида с сурьмой золото отлагается на поверхности. Схожее поведение показывает свинец. В тех или иных количествах в течение всего процесса галенит отлагается почти по всему разрезу. Однако максимум накопления мигрирует от 1600 м (50 лет) к 900 метрам (1000 лет). Цинк накапливается аналогично серебру, имея постоянный максимум на глубине 1500 м, в небольших количествах распределяясь выше по разрезу. Медь концентрируется в самых глубоких горизонтах (1800 м) не образуя собственных минералов выше 1200 м. Отдельно необходимо обсудить поведение ассоциации элементов V-Co-Ni, которые согласно исследованиям [Бортникова и др., 2006], могут являться маркерами глубинных флюидов. В обсуждаемом

варианте кобальт и ванадий накапливаются в средней части разреза на глубине 900-1000 м., а никель не глубже 1800 м.



**Рис. 3.** Массовая доля раствора и газа в системе в зависимости от возраста и коэффициента теплоотдачи.

С высокой теплоотдачей с боковых стенок при расчете типа 1 наблюдается совсем иной тип отложения в пустотах. Практически все рудные отлагаются в нижних горизонтах разреза. Золото и серебро ведут себя согласно, максимальное накопление приходится на глубину 1700 м., выше по разрезу не отлагаются вовсе. Схожее распределение показывают железо и медь. Свинец единственный отлагается почти вдоль всего разреза, но в количествах существенно меньших, чем в предыдущем случае. Кроме того, цинк, серебро и медь накапливаются в приповерхностном горизонте <100 м., под зоной вторичного кипения. Кобальт и ванадий практически полностью осаждаются в самой нижней части разреза (1900 м), в то время как никель образует два пика на глубине 1300 и 1600 м., в незначительных количествах распределяясь по разрезу до 400 м.

Несмотря на большое количество фазовых границ в случае когда  $\alpha_2 = 0,005 \text{ Вт/м}^2\cdot\text{К}$  распределение элементов крайне схоже с предыдущим случаем. Золото концентрируется на несколько меньшей глубине – 1500 м., а серебро также на 1800 м. Максимальное отложение свинца также наблюдается на 1800 м., однако по разрезу он не распределяется, выше 1000 м и не образует собственных минералов. В некотором отличии от предыдущего случая никель распределяется по всему разрезу достаточно равномерно.

Переходя к обсуждению процессов в метасоматическом разрезе, в случае, когда породы вовлечены в реакцию (тип 2), можно сразу отметить, что поведение рудных компонентов отличается незначительно от типа 1, несмотря на то, что изначально их содержание в разрезе равномерно, в течение первых 100 лет распределение их становится аналогично типу 1. Наиболее интересно при рассмотрении типа 2 изменение породообразующих минералов под воздействием флюида и различия в перераспределении элементов в зависимости от особенностей теплофизических свойств разреза. При низкой теплоотдачи с стенок флюидопроводника зона гидротермальных растворов находится выше 400 м и формируется к 300 годам. На границе перехода газ – раствор формируется зона выщелачивания, в которую вовлечены практически все петрогенные компоненты, наиболее ярко она проявлена для К, Na, Si. Fe и Al к 100 годам практически полностью выщелачиваются из центральной части разреза, переотлагаясь выше 800 метров. По сути, в центральной части разреза формируется зона кварцитов (от 1600 до 700 м). Глубже уже к 50 времени формируется зона равномерно сложенная альбит-санидин-кварц. А выше 700 м до 200 лет преобладает иллит, а позже (к 400 годам) формируется зона кварц-КПШ-альбит.

При более высокой теплоотдачи ( $\alpha_2 = 0,005 \text{ Вт/м}^2\cdot\text{К}$ ) в разрезе формируется несколько иная зональность. Максимальное выщелачивание всех компонентов кроме кремния приходится на зону конденсации (глубина 1500 м.). Над ней (1600 м) Al, Na, K, Ca, Fe переотлагаются, а

выше опять формируется зона чистых кварцитов. В отличие от предыдущего случая санидин существует только до 1800 м., в остальном разрезе фиксируется только КПШ. Две зоны в разрезе сложены кварцем-КПШ-альбитом - на глубине 1400 м. и 1100-900. В верхней части до конца рассматриваемого времени сохраняется иллит.

**Обсуждение результатов.** Поскольку цель данного сообщения - не описание моделей генезиса рудных месторождений, а обсуждение новейшего метода для создания таких моделей, то постараемся подчеркнуть именно преимущества и новые возможности обсуждаемого ПК. В представляемом сообщении рассматривалось вариации лишь одного параметра, от которого зависят теплофизические свойства разреза. Предыдущими исследованиями [Шарапов и др., 2008] показано, что при вариации нескольких параметров выявляются разнообразные типы развития гидротермальных систем, со своими фазовыми барьерами и сильно варьирующими ТР-параметрами. В данном сообщении показано, что, попадая на разные пути развития, гидротермальная система при совершенно идентичных химических свойствах даст принципиально различные конечные результаты. Отложение микрокомпонентов, в том числе и рудных, зависит от формы переноса (в газе или растворе). При низкой теплоотдаче со стенок флюидо-проводника серебро накапливается только в нижней части разреза, а золото мигрирует по всему разрезу, такое распределение может дать значительное число вариантов распределения рудных элементов в эпитеpmальных месторождениях. Допустим, если формирование было двустадийным, то примером может служить Асачинское золоторудное месторождение, где в нижней части разреза наблюдается ассоциация Ag-Au, а в верхней только Au. При высокой теплоотдаче золото и серебро накапливаются только в нижней части разреза. Ассоциация Co-Ni-V, предполагаемые элементы-маркеры, также выказывают большое разнообразие в зависимости от теплофизических свойств разреза. В случае, когда они фиксируются лишь в глубинной части разреза, их появление в поверхностных термальных источниках, как на влк. Мутновский, можно объяснять лишь глубинным происхождением исходных флюидов. Но, как показано выше, Ni может иметь и совсем иное распределение по разрезу. Также следует обратить внимание на распределение в разрезе полиморфных модификаций полевого шпата. Согласно исследованиям [Лапухов и др., 2007] формы КПШ являются поисковым признаком для разных типов руд на Асачинском месторождении. В зависимости от структурных особенностей разреза распределение полевых шпатов может иметь существенные вариации. Итак, подводя итог, можно заключить, что разработанный комплекс позволяет выявить закономерности, проявляющиеся при анализе физико-химических моделей, которые ранее не фиксировались. Представляемый ПК на сегодняшний день, по мнению авторов, наиболее корректно позволяет описывать гидротермальные и метасоматические процессы в вулканогенном разрезе. Однако при построении моделей необходимо более четко представлять структурные особенности разреза или рассматривать спектр возможных вариантов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ №07-05-00910, интеграционного проекта СО и ДВО РАН №96.

#### Список литературы

**Бортникова С.Б., Шарапов В.Н., Бессонова Е.П.** Гидрогеохимический состав источников фумарольного поля Донного Мутновского вулкана (Ю. Камчатка) и проблемы их связи с надкритическими магматическими флюидами // Докл. РАН, 2006. Т. 413. № 4. С. 1-5.

**Гричук Д.В.** Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем // Москва: Научный мир, 2000. 304 с.

**Лапухов А.С., Гузман Б.В., Горев В.А., Солотчина Э.П.** Калиевые полевые шпаты жильных систем и их ореолов на Асачинском эпитеpmальном золото-серебряном месторождении (Ю. Камчатка) // Доклады РАН, 2007. Т. 412. № 6. С. 794-798.

**Чудненко К.В.** Теория и программное обеспечение метода минимизации термодинамических потенциалов для решения геохимических задач. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИрГТУ. 2007. 54 с.

**Шарапов В.Н., Черепанов А.Н., Черепанова В.К., Бессонова Е.П.** К динамике фазовых барьеров во флюидных рудообразующих системах вулканических дуг // Геология и геофизика, 2008. Т. 49. № 11. С. 1098-1109.