

## ГИПОТЕЗА О ПРОИСХОЖДЕНИИ КОРОВОГО ИСТОЧНИКА ТЕПЛА В ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКИХ КОНВЕКТИВНЫХ СИСТЕМАХ

Белоусов В.И.<sup>1</sup>, Рычагов С.Н.<sup>1</sup>, Кузьмин Ю.Д.<sup>2</sup>, Белоусова С.П.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Институт вулканологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,*

*E-mail: [rychsn@kcs.iks.ru](mailto:rychsn@kcs.iks.ru)*

<sup>2</sup> *КОМСПГС РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия, E-mail: [kuzy@mail.ru](mailto:kuzy@mail.ru)*

На примере Курило-Камчатской островной дуги показана возможность образования коровых источников тепла химического происхождения в недрах гидротермально-магматических конвективных систем. В гидротермально-магматических системах островных дуг происходит генерация газов. Газы в результате горения и взрыва дробят расплавы и окружающие горные породы. Сложный комплекс этих процессов, сопровождающихся окислением («горением») сульфидов и притоком атмосферного кислорода по разломам в зоны обрушения пород, приводит к вулканическим извержениям, в частности, инимбритообразованию. Выделение дополнительного тепла инициирует формирование рудной минерализации порфирового типа в надинтрузивных зонах, мезотермальных рудопроявлений в области восходящего потока флюидов и эпитегрмальных рудопроявлений в зонах латерального растека металлоносных гидротермальных растворов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 03-05-64044а, 05-05-79101к и 05-05-74029г).

## THE FORMATION HYPOTHESIS OF CRUSTS HEAT SOURCES IN HYDROTHERMAL-MAGMATIC CONVECTIVE SYSTEMS

Belousov V.I.<sup>1</sup>, Rychagov S.N.<sup>1</sup>, Kuzmin Yu.D.<sup>2</sup> and Belousova S.P.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Institute of Volcanology, FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatskii, Russia,*

*E-mail: [rychsn@kcs.iks.ru](mailto:rychsn@kcs.iks.ru)*

<sup>2</sup> *KOMSP GS RAS, Petropavlovsk-Kamchatskii, Russia, E-mail: [kuzy@mail.ru](mailto:kuzy@mail.ru)*

On an example of the Kuril-Kamchatka insular arc the possibility of formation of crusts heat sources of a chemical genesis in hydrothermal-magmatic convective systems is shown. In hydrothermal-magmatic systems of insular arcs there are a generation of gases. The gases as a result of combustion and explosion are divide melts and rocks. The composite complex of these processes accompanying with an oxidizing of sulphides and inflow of atmospheric oxygen on faults zones, reduces to volcanic eruptions, in particular, to formation of ignimbrites. The selection of padding heat originates creation porphyry ore mineralization along the contacts with intruzive zones, and the mezoothermal mineralization in the field of fluids upflow, and epithermal ore deposits in peripheral zones of hydrothermal-magmatic system.

The work is performed with financial support of the Russian Foundation for Basic Research (projects 03-05-64044а, 05-05-79101к and 05-05-74029g).

## 1. Введение

Вопрос о происхождении тепловой энергии, определяющей эволюцию магматизма и гидротермальных систем, остается одним из основных в геологии. Обычно предполагается, что для гидротермальных систем областей современного вулканизма источником тепла являются магматические расплавы, генерируемые в нижней коре и верхней мантии. Во второй половине XX века, когда изучение гидротерм приобрело широкий характер, потребовались количественные оценки тепловой мощности современных гидротермальных систем. Энергетика гидротермального процесса оказалась сопоставима с тепловыми потерями корового магматизма [1, 2, 3]. В связи с этим, модели теплового питания современных гидротермальных систем предусматривали привнос тепла из верхней мантии. Подъем теплоносителя (трансматических летучих, основу которых составляет вода) осуществляется посредством диффузии, механизм которой обеспечивается адиабатическим расширением газов [1, 8].

Тепловой дисбаланс магматизма и гидротермальной деятельности в областях современного вулканизма вынуждает исследователей искать новое объяснение возникновения и функционирования источников тепла в гидротермально-магматических системах. Так, в работах [2, 3] приводятся оценки выноса тепла гидротермами, кислыми и базальтовыми магмами некоторых гидротермально-магматических систем Южной Камчатки. Отмечается, что в голоцене для Камбального долгоживущего вулканического центра, когда происходили мощные извержения кислых расплавов в виде экструзий, пемзовых и игнимбритовых потоков, выделение тепловой энергии в 4-5 раз превысило средний аномальный тепловой поток для предыдущих периодов развития этой структуры. В голоценовый период вулканическая деятельность приобрела площадной характер и островная дуга, существовавшая в этом месте на протяжении нескольких десятков миллионов лет, превратилась в субконтинентальную структуру южной оконечности Камчатского полуострова. На наш взгляд, объяснения этому энергетическому импульсу вулканизма до сих пор не найдено.

М.П. Хохштейн [30], оценивая коровый теплоперенос в вулканической зоне Таупо в Новой Зеландии, пришёл к выводу, что общий тепловой поток в этой зоне 2 млн. лет назад составлял 2600 МВт на 100 км. Большая доля от этого энергетического потока принадлежит конвективному теплу, реализуемому гидротермальными системами. М.П. Хохштейн считает, что около 600 МВт/100 км

обеспечен «нормальной» компонентой, связанной с выносом тепла экструзиями и интрузиями андезитов и дацитов, а 2000 МВт - «аномальной» компонентой, связанной с экструзиями и интрузиями риолитовых расплавов, генерация которых непосредственно не контролировалась субдукционными процессами. Образование больших объемов четвертичной риолитовой пирокластики - явление редкое и, очевидно, связано с формированием отдельных сегментов островных дуг (Вулканическая зона Таупо, Суматра, Кюсю), которые подверглись значительным деформациям земной коры. Как и для южной оконечности Камчатки, аномальный тепловой поток, связанный с вспышкой риолитового вулканизма в Новой Зеландии, не нашел объяснения с позиций известных геотектонических гипотез.

В последнее время большое внимание уделяется изучению кислых пирокластических образований, связанных с кальдерами различного происхождения [43]. Предполагается, что в результате кристаллизационной дифференциации в магматических очагах происходит образование больших объемов кислого расплава и постепенное насыщение его летучими, эвакуация которых сопровождается выбросами пересыщенной паро-газовой смесью пирокластики на высоту до 9 км [39]. Эта пирокластика обрушается и порождает обширные потоки и покровы игнимбритов. «Внезапное» появление больших расслоенных магматических резервуаров связано с островодужным и субконтинентальным типами гидротермально-магматических систем [4]. Резкий переход от базальтового вулканизма к извержениям кислых расплавов трудно объяснить чрезвычайно инерционным процессом кристаллизационной дифференциации, тем более осложненной конвективным перемешиванием расплавов в результате частых инъекций глубинных базальтов. Энергетика кристаллизационной дифференциации не оценивается исследователями, но можно предполагать, что ее воспроизводство на единицу объема не велико, в связи с тем, что расслоение минеральных новообразований по плотности относится к механическому, самому малопродуктивному, виду энергии. Так, для повышения температуры на 3-4°С 1 кг кислого расплава необходимо совершить 427 кгм механической работы. В идеальном случае чтобы нагреть 1 кг кислого расплава за счёт механической энергии его необходимо переместить, без потерь на трение, на расстояние более 400 м от исходного положения. Поскольку такие условия трудно представить в остывающем магматическом резервуаре, нагрев за счёт механической энергии будет составлять ничтожную долю его теплового баланса. Кроме того, следует учитывать

энергетические затраты на решение «проблемы пространства», необходимого для размещения больших коровых магматических резервуаров: такое пространство можно создать за счет дробления и выброса соизмеримых объемов вмещающих пород, или за счет их плавления. Энергетика глубинного базальтового расплава и содержащейся в нем воды, по нашему мнению, не может обеспечить плавление вмещающих пород и фильтрующихся в них вод, т. к. энтальпия базальтового расплава превышает энтальпию кислых и андезитовых расплавов лишь на 15-20 %.

Исходя из вышеизложенных представлений, в пределах гидротермально-магматических конвективных систем островных дуг должен находиться мощный, дополнительный к «традиционному магматическому», источник генерации тепловой энергии.

## **2. Исходные данные для формулировки гипотезы**

В настоящее время магматические расплавы рассматриваются в качестве главных агентов, транспортирующих тепло, газы и металлы и формирующих гидротермальные растворы. Последние воздействуют на окружающую среду, взаимодействуя с породами, гидросферой и атмосферой, изменяют их и образуют залежи рудных и нерудных полезных ископаемых. Участие продуктов гидротермального метаморфизма в гидротермально-магматической деятельности рассматривается «механистически», в качестве нейтральных элементов, что проявляется в названии процессов (контаминация, ассимиляция), определяющих их физическую природу. В результате контаминации, ассимиляции и др. процессов не предполагается генерация большого количества тепловой энергии. Иногда лишь упоминается, что происходит разогрев магматических расплавов за счет химических реакций, вызванных взаимодействием их с кислородом воздуха в приповерхностных зонах вулканических аппаратов [12, 15].

Мы считаем, что, генерация магматических расплавов и сопряженный с ним гидротермальный метаморфизм обусловлены взаимодействиями различных химических элементов и их соединений, в результате чего образуются продукты реакций, устойчивые в определенных термодинамических условиях. Таким образом, гидротермально-магматические конвективные системы областей современного вулканизма рассматриваются нами в качестве сложных химических реакторов, работающих в самоподдерживающемся режиме.

Изучение гидротермально-магматических конвективных систем получило

мощный импульс в связи с открытием в 70-х годах XX века подводных вулканов и подводных гидротермальных систем [6]. В океанских рифтах высокотемпературные гидротермы формируют массивные сульфидные залежи, размеры которых достигают десятки миллионов тонн сульфидной массы. Исследование этих районов сопровождалось глубоководным бурением, по данным которого поверхностная гидротермальная постройка имеет «корни», по меньшей мере, до глубины 125 м. В верхней части этой постройки преобладают сульфидные отложения со значительной примесью ангидрита. Рудными минералами являются пирит, пирротин и халькопирит, количественное соотношение которых меняется по разрезу. В нижней части залегает брекчия, пропитанная кремнеземом, переходящая в хлоритизированные базальты, а глубже прослеживаются свежие базальты.

Тесный парагенезис аморфного кремнезема с сульфидами железа свидетельствует о соосаждении этих минералов из коллоидных растворов, каковыми представляются подводные гидротермы. В местах их разгрузки, где гидротермальные растворы смешиваются с холодной морской водой, происходит пересыщение гидротерм кремнеземом. Последний образует золь кремнекислоты [33]. Предполагается, что лиофильные коллоиды кремнекислоты защищают от коагуляции лиофобные коллоиды сульфидов и коагуляция и осаждение первых автоматически влечет выпадение последних [18, 13]. Учитывая, что как лиофильные, так и лиофобные золи в рассматриваемом случае заряжены электроотрицательно, происходит конденсация на них многих катионов металлов. Предпочтением будут пользоваться химические элементы, имеющие большие атомные радиусы с «рыхлой» внешней электронной оболочкой [4].

Образования сульфидно-кремнистого состава, по мере развития гидротермально-магматических систем, насыщают вмещающие породы. Этот процесс пространственно и во времени сопряжен с частыми инъекциями высокотемпературных мантийных расплавов. Окремненные породы, включающие залежи массивных сульфидов типа Куроко [36] или густые вкрапления сульфидов железа, попадают в зону теплового влияния инжецируемых расплавов. В составе аморфного кремнезема присутствуют ион-гидроксил и связанная вода, которые под воздействием магматического тепла отделяются от кремнекислоты и при высоких температурах происходит диссоциация молекул воды. В результате образуются атомарный кислород и водород. Происходит окисление сульфидов с переходом к процессу самопроизвольного возгорания, что часто наблюдается при разработке

колчеданных месторождений на Урале. Процесс идет по следующим реакциям:



Температура, при которой протекает горение пирита, составляет примерно  $800^\circ\text{C}$ . Для того, чтобы этот процесс реализовался необходимо иметь температуру воспламенения  $\sim 800^\circ\text{C}$ . Это может произойти при контакте сульфидных скоплений с базальтовыми расплавами, температура которых  $\sim 1200^\circ\text{C}$ . Поскольку в результате реакций окисления сульфидов выделяется до 800 ккал на 4 грамм-молекулы пирита, то процесс будет самоподдерживающийся. Теплотворная способность пирита составляет около 2000 ккал/кг. При сгорании 1 кг пирита выделяется тепло, достаточное для плавления 8-9 кг породы при температуре  $800-900^\circ\text{C}$  с теплоёмкостью около 300 ккал/кг. Сульфидно-кремнистые образования, широко развитые в структуре гидротермально-магматических систем, являются удобной средой для образования коровых андезитовых и кислых расплавов. При этом необходимо учитывать, что процесс плавления происходит изнутри субстрата, подвергающегося воздействию теплового поля глубинного магматического расплава, а не через контактную поверхность высокотемпературного расплава и холодной породы.

Существенным фактором, способствующим развитию процесса плавления, является повышенное содержание кремнезема в исходной породе и легколетучих химических соединений, которые играют роль флюсов, понижающих температуру плавления пород; действие таких добавок хорошо исследовано в металлургии. Вторым важным положением в предлагаемой гипотезе является факт генерации вблизи очагов разгрузки подводных гидротерм в больших объёмах органического вещества и предбиологических соединений, воспроизводство которых оценивается в миллионы тонн в год. Вблизи подводных гидротермально-магматических систем функционирует зона химического и микробиологического окисления восстановленных газов. Процессы, происходящие в этой зоне, также играют большую роль в изменении океанической коры, образовании толщи аргиллизированных пород, служащих экраном для тепла и природного газа [20, 41]. Все это в совокупности и определяет тепловой баланс гидротермально-магматических конвективных систем.

### **3. Модель формирования коровых магматических очагов в структуре гидротермально-магматической конвективной системы**

На этапе зарождения долгоживущих вулканических центров в условиях океанической земной коры восходящие колонны магматических расплавов, распределяясь по системе радиальных разрывных нарушений, прогревают окружающие водоносные горизонты и формируют гидротермальную конвективную ячейку [11]. В процессе взаимодействия вода-порода происходит насыщение гидротерм кремнезёмом, рудными и газообразными элементами. Среди металлов ведущая роль принадлежит Fe [32]. В результате реакций между высокотемпературными кремнезёмистыми гидротермами и окружающей морской водой в недрах гидротермально-магматических систем и, в особенности, в очагах разгрузки напорных подводных гидротерм («черные» и «белые» курильщики), происходит осаждение кремнезёма в парагенезисе с сульфидами, преимущественно - пиритом, пирротинном и халькопиритом. Эта реакция океанической земной коры на внедрение глубинных магматических расплавов базальтового состава выражается в тепловой и химической изоляции магматической конвективной ячейки.

Коллоидная форма гидротермальных растворов ещё недостаточно изучена даже с позиций теоретической химии. Так, существует гипотеза о ключевой роли пирита в происхождении жизни на Земле [19]. Поскольку подводные гидротермально-магматические системы формируют залежи массивных сульфидов и рассеянную вкрапленность пирита и пирротина, предполагается образование в зоне их генерации природных газов и предбиологической органики. Наряду с образованием продукции, порождаемой биоценозами около гидротермально-магматических систем срединно-океанических хребтов, предбиологический синтез производит значительные объёмы природного газа [22]. Общая первичная продуктивность в подводной гидротермальной струе оценивается в 50 мг сухой биомассы на 1 кг гидротерм. Ежегодная биомасса в гидротермальных струях океанов составляет  $10^{12}$  гр сухого вещества. Биомасса, генерируемая во флюидах подводных гидротермально-магматических систем, может составлять значительную долю органики, образующейся в глубинах океанов и в осадках на дне океанов [35].

Аномальный тепловой поток, образованный инъекциями мантийных расплавов в океаническую кору, усиливается притоком тепла самоподдерживающихся экзотермических реакций, возбуждаемых этими инъекциями в метаморфических вулканогенно-кремнистых формациях подводных

океанических хребтов и островных дуг. Тепловая энергия, полученная при горении сульфидов и природного газа, аккумулируемого под непроницаемыми экранами аргиллизированных и тонкообломочных осадочных слоев, должна составлять существенную долю приходной части теплового баланса этих геологических структур.

Примечательно, что образование сульфидно-кремнистых формаций происходит при P-T параметрах гидротермального синтеза, а тепло, выделяемое при их горении способно образовывать низкотемпературные расплавы от андезитового до риолитового состава. Как нам представляется, аномальный тепловой поток увеличивает мощность гидротермальной конвективной ячейки и ее физические параметры за счет образования дополнительного источника теплового питания. Это, в свою очередь, приводит к интенсификации процессов гидротермального метаморфизма, в связи с чем скорость роста подводных долгоживущих центров со временем увеличивается. В составе этих структур появляются очаги образования анатектических расплавов с повышенным содержанием кремнезёма и рудных элементов, по мере вовлечения в процесс разогрева и плавления окремненных пород, окружающих магмопроводящую зону. Происходит зарождение коровых магматических камер, аналогичных коровым магматическим очагам вулканов центрального типа, и образование рудоносных магм.

Поскольку химические элементы, в первую очередь с большими радиусами атомов, конденсируются на электроотрицательно заряженные золи кремнекислоты и сульфидов, то следует ожидать повышенных концентраций урана в кислых расплавах. Эти расплавы могут быть как исходным источником тепловой энергии, генерируемой в результате радиоактивного распада урана и его продуктов, так и магматогенным источником элементов для образования урановых и редкометальных месторождений. Предлагаемая гипотеза может объяснить повышенные содержания радионуклидов в гранитном слое Земли.

Как известно, процесс окисления сульфидов и углеводородов сопровождается воспроизводством свободного водорода [26], который находясь даже в подчиненном количестве в составе газовых смесей, соединяясь с кислородом, создает взрывоспособную смесь. Б.Е. Гельфандом с соавторами [7] показано, что существует два основных пути развития взрывных процессов при воспламенении: мягкий и жесткий режим. Мягкий режим воспламенения характеризуется плавным повышением давления в процессе развития очагов горения, спонтанно возникающих



в объёме свежей смеси. Жесткий режим характеризуется появлением ударных и взрывных волн. Взрывной процесс при этом режиме внешне выглядит как фронт горения, мгновенно охватывающий всё поперечное сечение. Этот фронт на коротком расстоянии преобразуется в детонационную волну. В случае генерации газовых смесей при горении сульфидов и углеводородов возможен жесткий режим воспламенения, который сопровождается взрывом и детонацией.

При образовании игнимбритов ударные волны, вызванные взрывами газа, разрушают кровлю над очагами генерации игнимбритообразующего материала с образованием открытых трещин отрыва во вмещающих породах на значительной площади. По этим разрывам происходит просадка блоков пород и поступление воздуха в зону генерации взрывов, где давление на несколько порядков ниже атмосферного. Приток атмосферного кислорода усиливает процессы окисления, как сульфидов, так и генерируемых газов, и с этим могут быть связаны взрывы и выбросы пирокластики. При этом характерны относительно низкие средние температуры пирокластики, умеренные или даже незначительные теплотери, что приводит не только к спеканию материала, но и к свариванию и даже вторичному плавлению пород, т. к. химические реакции, генерирующие тепло, могут продолжаться в отложенном материале. Подобный механизм образования пирокластических потоков описан ранее [39].

Как известно, в очаге взрыва создается вакуум. Это способствует усиленному притоку глубинных магматических расплавов, которые должны подвергаться интенсивной дегазации, в результате чего в подводящих дренах за счёт эффекта газлифта происходит впрыскивание магмы. Приток высокотемпературного двухфазного теплоносителя в полости, образованные взрывами, ускоряет процесс перемешивания магмы, нагревает расплавы, вызывая выделение из них летучих, и стимулирует эруптивную деятельность. Кроме того, участки дробления и обрушения пород вблизи дневной поверхности служат зонами стока подземных и метеорных вод. Смыкание описанных сред порождает специфические условия резкого охлаждения расплавов и окружающих нагретых пород и образование трещиноватости штокверкового типа. Гидротермальные растворы перегреваются и могут находиться в состоянии продолжительного кипения, в результате которого возможно концентрирование рудных элементов [29]. Учитывая, что в результате газовых реакций образуется большое количество сернистого газа, а при притоке избыточных количеств атмосферного кислорода - и сернистого ангидрита, создаются

условия для образования сернокислых гидротермальных растворов. Последние, взаимодействуя с сульфидными рудами, приводят к вторичному сульфидному обогащению, которое характерно для медно-порфировых месторождений [14, 16].

Таким образом, предлагаемая модель возникновения и функционирования корового источника тепла в гидротермально-магматических конвективных системах, на наш взгляд, объясняет образование специфических гидротермальных систем порфирового типа и сопряженных с ними гидротермальных систем “high sulfidation” [23], образование мощных расслоенных магматических резервуаров, игнимбритов и брекчированных интрузивных пород во флюидно-эксплозивных структурах [16].

#### **4. Некоторые факты, подтверждающие гипотезу о коровом источнике тепла химического происхождения**

В составе фумарольных газов вулканов Курильской островной дуги преобладает сернистый газ, что отличает их от вулканов, располагающихся на субконтинентальной коре, где в составе газов преобладает углекислый газ. Массированная разгрузка  $SO_2$  проявляется как в виде эмиссий этого газа при гигантских извержениях андезитовых вулканов, так и обширном сернокислотном метаморфизме пород, слагающих верхние водоносные и водоупорные горизонты гидротермальных систем и занимающие площади в десятки км<sup>2</sup>. Недавние извержения вулканов Эль Чичон в Мексике и Пинатубо на Филиппинах имели расходы сернистого газа, измеряемые тысячами тонн в сутки [25]. Поля сернокислотных метасоматитов известны на многих долгоживущих вулканических центрах, в т. ч. и на Камчатке. Образование их типично для островной дуги.

Игнимбритообразование сопровождается выбросом огромных объемов кислой пироклаستيки, в составе которой имеются слои с бурым окисленным стеклом. Последнее содержит большое количество рассеянных мелких частиц гидроокислов железа, образование которых не объяснить генерацией в магматическом расплаве. Обычно комагматичные породы аналогичного состава близко расположенных экструзий и лавовых потоков имеют прозрачное кислое стекло, в котором окислы железа представлены магнетитом и титаномагнетитом. Поэтому мы считаем, что происхождение гидроокислов железа в буром стекле игнимбритов может быть связано с постепенным разогревом окремненной пиритизированной породы. В результате этого процесса происходит постепенное

выделение из аморфного кремнезема гидротермалитов молекул связанной воды, её диссоциация при высоких температурах и взаимодействие с сульфидами железа по вышеприведенным формулам. Тепло, выделяемое в этих реакциях, производит селективное плавление высококремнистых разновидностей метаморфитов, образуются слои и линзы кислых расплавов. Е.Н. Гриб, изучавшая петрологию Семячских и Узонских игнимбритов, при анализе газов в ксеногенных обломках кварца (по нашему мнению, гидротермального происхождения) на молекулярном масс-спектрометре определила  $\text{SO}_2$ , который, по-видимому, имеет гидротермальное происхождение [9, 10].

Фьямме игнимбритов, по описаниям В.Л. Леонова, представляют собой сплюснутые куски вспененного расплава. Однако, в игнимбритах также наблюдаются многочисленные обломки пемз, которые сохраняют форму вспененного расплава. Этот факт примечателен тем, что расплавы, из которых были образованы куски пемзы и фьямме, были, по-видимому, насыщены разными газами, которые отличались друг от друга теплоёмкостью. В случае пемзы - это был водяной пар, который, обладая большой теплоёмкостью (700-1000 ккал/кг), при выделении из расплава охлаждал его настолько, что расплав мгновенно превращался в твердую породу. В случае с фьямме, расплав выделял газы с малой теплоёмкостью (например,  $\text{SO}_2$  или  $\text{CO}_2$  имеют удельную теплоёмкость около 6 ккал/кг при постоянном давлении), в связи с чем он остывал незначительно и сохранял пластичность во время дегазации.

При извержениях вулканов Эль Чичон в Мексике и Пинатубо на Филиппинах, сопровождавшихся выделением огромных количеств сернистого ангидрита, происходил выброс пемз с ангидритом [21, 34]. Появление ангидрита в изверженной породе явление малопонятное, т. к. обычно этот минерал имеет гидротермальное происхождение. С точки зрения нашей модели появление ангидрита в пемзе андезитовых вулканов подтверждает, что в их недрах происходит процесс «горения» сульфидно-кремнистых пород, содержащих ангидрит. «Внезапность» появления расслоенных магматических резервуаров с контрастным составом продуктов извержений подтверждает справедливость наших предположений о продвижении теплового фронта к поверхности Земли за счёт развития химических реакций, в которые вовлекаются окремненные породы в ходе эволюции гидротермально-магматических систем.

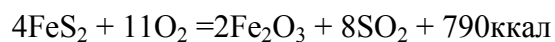
Ярким примером корового источника тепла в позднем миоцене-четвертичном

периоде является район южной части Центральной вулканической зоны (ЦВЗ) в Чили, хорошо изученной в последнее время геологическими, геохимическими и геофизическими методами [42]. По этим данным ЦВЗ Анд характеризуется мощной континентальной корой (70-80 км под плато Алтиплано). Главная фаза утолщения коры здесь происходила в среднем миоцене. Исследования отдельных вулканических центров в ЦВЗ позволяют сделать вывод, что в постмиоценовое время происходила контаминация остородужных андезитов. Эти андезиты отличались от более древних по содержанию некоторых радиоактивных элементов (Rb, Cs, U, Th) и отношениями радиогенных изотопов (Sr, Nd, Pb). Исходя из геохимических данных предполагается, что постмиоценовые андезиты должны были объединять материал разных источников корового характера, в отличие от их более древних аналогов. В позднем миоцене - раннем плиоцене произошло увеличение доли коровой контаминации островодужных андезитов. Установлено, что в этот период изменились и геотермические условия в земной коре. Шмитц, Шиллинг и другие [37, 38] подтверждают эти данные результатами геофизических исследований. Так, в описываемом районе наблюдаются низкие скорости сейсмических волн, отрицательные гравитационные аномалии, высокая электропроводимость в средней и верхней коре. Важным геологическим фактом, подтверждающим коровое плавление в ЦВЗ, является отложение в позднем миоцене-плиоцене фельзитовых игнимбритов, связанных с кальдерами [42]. Прямым петрографическим доказательством сосуществования андезитовой магмы с коровым расплавом в контаминированных андезитах является присутствие включений риолитовых расплавов во вкрапленниках, которые отличаются химически от стекла матрицы в том же образце (повышенное содержание  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ; пониженное –  $\text{CaO}$ ).

Предлагаются разные механизмы эволюции геотермических условий: 1- изменение крутизны падения субдуцирующей океанической плиты; 2- открытие астеносферного клина; 3- разогрев астеносферы в открывающемся клине; 4- увеличение степени мантийного плавления вследствие большей возможности для декомпрессионного плавления в утолщенном клине; 5 – аккумуляция мафических глубинных магм у экранов в утолщенной коре. Следует отметить, что критический анализ предлагаемых моделей механизма формирования корового источника тепла для описываемого района чилийских Анд, производимый в статье [42] позволяет утверждать, что в настоящее время нет логичного объяснения процессам

контаминации островодужных андезитов ЦВЗ. Мы вновь обращаем внимание на «внезапность» появления такого источника, которую трудно объяснить резкой перестройкой энергогенерирующих геотектонических процессов. Предлагаемая нами модель вовлечения специфических сульфидно-кремнистых формаций в зону инъецирования глубинных расплавов и последующее «горение» этого материала может проверяться геологическими, петрологическими и минерало-геохимическими методами.

В подтверждение этих выводов обратим внимание на фреатические и фреато-магматические процессы, происходящие на некоторых вулканах. Ярким примером такого объекта является вулканический остров Уайт (Новая Зеландия). Двое из авторов были участниками совместной советско-новозеландской экспедиции на НИС «Вулканолог» в 1988 году и наблюдали некоторые явления на этом вулкане. В связи с этим авторы реально воспринимают события, происходившие в течение 1995-2000 гг. в кратере вулкана Уайт. Изменения, происходящие в кратере вулкана Уайт, свидетельствуют, что они обусловлены прогревом гидротермалитов и пирокластических пород на малых глубинах ( $\geq 50-100$  м). Судя по опубликованным данным [29, 31], кровля конусообразного магматического тела располагается на глубинах 1,25 - 1,5 км. Каких-либо ощутимых сейсмо-тектонических событий, указывающих на подъём вязкого андезитового расплава, который выбрасывается при извержениях вулкана, не зафиксировано. Поэтому можно предположить, что разогрев, изменение магнитной восприимчивости пород и деформация дна кратера связаны с экзотермическими окислительно-восстановительными реакциями. Де Аморе и С. Нути [24] считают, что газы в гидротермальной системе, которая размещена в кратере вулкана Уайт, вероятно, контролируются серией минеральных буферов, таких как пирит-пирротин или графит-кальцит. Реакции окисления пирита и пирротина



происходят при температуре примерно  $800^\circ\text{C}$  [13]. В рассматриваемом случае такая реакция возможна, т. к. историей магматической деятельности вулкана Уайт подтверждается факт внедрения высокотемпературных глубинных расплавов ( $> 1000^\circ\text{C}$ ), которые могли стимулировать процесс окисления сульфидов в прошлом. Кроме того, эта реакция, идущая с большим выделением тепла, относится к процессам, происходящим в режиме самоподдерживающегося горения.

Симптоматично, что начальная температура фумарольных газов в первые моменты после фреато-магматических извержений в кратере вулкана Уайт в 1955, 1967, 1971 гг. и в последние 5 лет была  $\sim 800^{\circ}\text{C}$  [26]. Представляется, что совпадение температуры, при которой происходит экзотермическая реакция окисления пирита, и температуры фумарольных газов не случайно и подтверждает реальность «горения» сульфидов железа на небольших глубинах.

Наблюдения за режимом газов на вулкане Уайт привели В. Гиггенбаха [27] к выводу о цикличности в изменении химического состава газов в течение нескольких периодов нагревания и охлаждения, колеблющихся в пределах от  $\sim 800^{\circ}\text{C}$  до  $\sim 100^{\circ}\text{C}$ . Во время периода охлаждения химический состав газов меняется от типичного состава магматического газа, в котором среднее состояние окисленности серы составляет  $\sim +3$  (в газах присутствует  $\text{SO}_2$ , а  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$  и  $\text{H}_2$  представлены в значительных количествах), - до составов газовой смеси, характерной для гидротермальных систем “low sulfidation”, где  $\text{SO}_2$ ,  $\text{HCl}$ , и  $\text{HF}$  были адсорбированы или нейтрализованы на путях их миграции. В периоды прогрева  $\text{HCl}$  и  $\text{HF}$ , а также самородная сера активизируются, становятся легко летучими и входят в состав фумарольных газов, содержащих также значительные количества  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2$  и  $\text{CO}$ . Во время развития высокотемпературной стадии термопроявлений на вулкане Уайт общее содержание  $\delta^{34}\text{S}$  относительно постоянно и она находится, в основном, в виде  $\text{SO}_2$ . При пониженных температурах субповерхностное отложение «легкой» самородной серы увеличивает  $\delta^{34}\text{S}$  в поверхностных термопроявлениях; обратный процесс наблюдается при ремобилизации серы [28].

Приведенные рассуждения в отношении процессов, определяющих динамику вулканической деятельности на о. Уайт, вносят диссонанс в кажущуюся стройной ортомагматическую модель генерации тепла и газов. Очевидно, что фумарольные газы этого вулкана не отвечают на 100% составу магматических газов. Отношение стабильных изотопов (кислород, водород) вулканического пара привели к выводу, что источником гидротерм для проб 1965 и 1967-68 гг. была смесь морской воды и метеорной воды, которая подверглась кипению в близповерхностных условиях [40].

При анализе энергобаланса эруптивной и фумарольной активности необходимо оценить мощность тепловой разгрузки. Судя по вышеприведенным описаниям и нашим визуальным оценкам, общий вынос тепла парогазовыми струями предположительно составляет несколько сотен тысяч ккал/сек. Такие тепловые потери с поверхности кратерного дна, составляющие лишь часть общих

теплопотерь периферического очага в окружающую среду, должны сопровождаться притоком глубинного магматического расплава и, соответственно, ощутимыми сейсмо-тектоническими событиями, сопоставимыми с процессами на вулкане Академии Наук на Камчатке в 1996 году [17]. Скорости возможных притоков магмы не согласуются с притоком летучих с малых глубин под островом Уайт [31]. Ключевым фактором является то, что поток летучих был постоянно значительным на вулкане Уайт, даже во время фреатических извержений, и оставался высоким в период, когда магма находилась неподвижной - после 1982 г. [35]. Длительное истечение  $SO_2$ , последовавшее во время извержения 1976-82 гг., эквивалентно дегазации  $1 \text{ м}^3/\text{с}$  андезитовой магмы, содержащей 0.1 вес.%  $SO_2$ . Расход магмы во время извержения 1976-82 годов достигал  $1 \text{ м}^3/\text{с}$ , вероятно, лишь в течение короткого времени стромболианских фаз, а в среднем составлял  $0.01 \text{ м}^3/\text{с}$ . Это означает, что дегазация магмы должна была происходить на всю глубину магмоводов, что трудно допустить.

Если для объяснения описанных явлений привлекать модель механизма теплового химического реактора, предлагаемого в нашей работе, можно сделать вывод, что газы, расплав и пирокластические продукты являются производными анатексиса гидротермалитов, постоянно образующихся в недрах гидротермально-магматической конвективной системы Уайт.

## **5. Заключение**

В ходе эволюции гидротермально-магматических конвективных систем островных дуг в их структуре на уровне средней и верхней коры возникают коровые источники тепла магматического и, возможно, химического происхождения. Тепловая энергия коровых источников создает циркуляцию растворов, постепенно увеличивает объём гидротермальной конвективной ячейки в гидротермально-магматической системе на прогрессивном этапе ее развития. Основу гидротермальных изменений пород составляет парагенезис минералов кремнезёма и сульфидов. Прогрессивное накопление сульфидно-кремнистых гидротермалитов по мере эволюции гидротермально-магматических систем может рассматриваться как процесс аккумуляции энергии в виде химически активных (горючих) соединений. «Воспламенение» и прогрессирующее «горение» аккумулярованных гидротермалитов реализуется под воздействием глубинных магматических инъекций, в результате чего возникает промежуточный источник тепла - коровый

магматический резервуар с относительно низкими температурами расплавов (800<sup>0</sup>-1000<sup>0</sup>С).

В гидротермально-магматических системах островных дуг происходит генерация газов с высокой степенью окисленности серы и взрывоспособных газов. Первые способствуют дезинтеграции рудоносных анатектических расплавов, образовавшихся при участии сульфидно-кремнистых гидротермалитов, концентрировавших благородные, полиметаллические, редкие и радиоактивные элементы; происходит перенос и дальнейшее отложение химических элементов в пирокластических породах при нейтрализации кислых растворов. Газы в результате горения и взрыва дробят расплавы и окружающие твердые породы, выбрасывают их, создают вакуум в момент взрыва; в образующиеся открытые пространства обрушаются породы кровли, снизу впрыскиваются интенсивно дегазирующие глубинные и коровые анатектические расплавы, а из окружающей гидросферы поступают метеорные воды. Сложный комплекс этих процессов, дополненный горением сульфидов и притоком атмосферного кислорода по разломам в зону обрушения, приводит к игнимбритообразованию. В этот момент может происходить формирование рудной минерализации порфирирового типа в надинтрузивных зонах, а также мезотермальных рудопроявлений в зоне восходящего потока флюидов и эпитермальных рудопроявлений в области латерального растека металлоносных гидротермальных растворов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Аверьев В.В.** Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. Тр. Второго вулканологич. совещания. 3-17 сентября 1964 г. М.: Наука, 1966. С.118-128.
2. **Белоусов В.И., Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В., Сугробов В.М.** Кислый вулканизм и гидротермальная активность в Паужетском геотермальном районе. Материалы XV Генеральной ассамблеи МГГС. Тезисы докладов. М.: Наука, 1971.
3. **Белоусов В.И., Сугробов В.М.** О соотношении вулканизма и гидротермальной деятельности в геотермальных районах Камчатки // Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С. 110-115.
4. **Белоусов В.И., Рычагов С.Н., Фазлуллин С.М. и др.** Кремнезём в высокотемпературных гидротермальных системах областей современного вулканизма // Экологическая химия, 1998. Т. 7. № 3. С. 200-216.
5. **Белоусов В.И., Рычагов С.Н., Кузьмин Ю.Д. и др.** Адсорбционные свойства гидротермальных систем и перспективы их использования для консервации радионуклидов и других промышленных отходов // Экологическая химия, 1999. Т. 8. № 4. С. 262-277.
6. **Богданов Ю.А.** Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир, 1997. 164с.
7. **Гельфанд Б.Е., Медведев С.П., Поленов А.Н. и др.** Основные режимы самовоспламенения и условия их реализации в горючих газовых смесях // Физика горения и взрыва, 1997. Т. 33. № 2. С. 3-10.
8. **Грейтон А.К.** Предположение о вулканическом тепле. М.: ИЛ, 1949. 166с.
9. **Гриб Е.Н., Леонов В.Л.** Игнимбриты кальдеры Большой Семячик (Камчатка): состав,



- строение, условия образования // *Вулканология и сейсмология*, 1992. № 5-6. С. 34-50.
10. **Гриб Е.Н., Леонов В.Л.** Игнимбриты Узон-Гейзерной вулcano-тектонической депрессии, Камчатка: сопоставление разрезом, состав, условия образования // *Вулканология и сейсмология*, 1993. № 5. С. 15-33.
  11. **Леонов В.Л.** Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1989. 104с.
  12. **Макдональд Г.** Вулканы. М.: Мир, 1975. 431с.
  13. **Некрасов Б.В.** Основы общей химии. Т.1. М.: Химия, 1973. 656с.
  14. **Павлова И.Г.** Медно-порфировые месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования). Л.: Недра, 1978. 275с.
  15. **Трухин Ю.П., Шувалов Р.А.** Окислительно-восстановительные реакции, процессы газогенерации и вторичный разогрев на шлаковых конусах // *Большое трещинное Толбачинское извержение*. М.: Наука, 1984. С. 356-372.
  16. **Туговик Г.И.** Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность. М.: Наука, 1984. 193с.
  17. **Федотов С.А.** Об извержениях в кальдере Академии наук и Карымского вулкана в 1996г., их изучении и механизме // *Вулканология и сейсмология*, 1997. № 5. С. 3-37.
  18. **Эйтель В.** Физическая химия силикатов. М.: ИЛ, 1962. 1055с.
  19. **Behr J., Schoonen M.A.A.** Pyrite and phosphate in anoxia and an origin-of-life hypothesis // *Earth. Plan. Sc. Letters*, 1999. V. 171(1). Pp. 1-5.
  20. **Behar F., Vandenbroucke M., Teermann S.C., et al.** Experimental simulation of gas generation from coals and a marine kerogen // *Chem. Geol.*, 1995. V. 126 (3-4). Pp. 247-260.
  21. **Bernard A., Demaiffe D., Mattielli N., Punangbayan R.S.** Anhydrite-bearing pumice from Mt. Pinatubo eruption, new evidence of sulfur-rich silic magma // *Nature*, 1991. V. 354. Pp. 139-140.
  22. **Botz R., Winckler., Bayer R., et al.** Origin the trace gases in submarine hydrothermal vents of the Kolbeinsey Ridge, north Iceland // *Earth. Planetary Sc. Letters*, 1999. V. 171 (1). Pp. 83-93.
  23. **Corbett G.J., Leach T.M.** Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization // *Society of Economic Geologists*, 1998. Special Publication. N. 6. 238 p.
  24. **D'Amore F., Nuti S.** Notes on the chemistry of geothermal gases // *Geothermics*, 1977. N. 6. Pp. 39-45.
  25. **Devine J.D., Sigurdsson H., Davis A.N.** Estimates of sulfur and chlorine yield to the atmosphere from volcaniceruptions and potential climatic effects // *J.Geoph. Res.*, 1984. V.89 (B7). Pp. 6309-6325.
  26. **Giggenbach W.F.** Variations in the carbon, sulfur and chlorine contents of volcanic gas discharges from White Island, New Zealand // *Bull. Vol.*, 1976. V. 39 (1). Pp. 15-27.
  27. **Giggenbach W.F.** Redox processes governing the chemistry of fumarole discharges from White Island, New Zealand // *Applied Geochem.*, 1987. V. 2. Pp. 143-161.
  28. **Giggenbach W.F.** The chemical and isotopic composition of gas discharges from New Zealand andesitic volcanoes // *Bull. Vol.*, 1982. N. 45. Pp. 253-255.
  29. **Hedenquist J.W., Houghton B.F.** Epithermal gold mineralisation and its volcanic enviroments // *Taupo volcanic zone, New Zealand. 15-21 november. Sydney*, 1987. 395 p.
  30. **Hochstein M.P.** Crustal heat transfer in the Taupo Volcanic Zone (New Zealand): comparison with other volcanic arcs and explanatory heat source models // *J. Vol. Geoth. Res.*, 1995. V. 68. N. 1-3. Pp. 117-151.
  31. **Houghton B.F., Nairn I.A.** Complex interaction between hydrothermal activity and basic andesitic magma, White Island volcano, New Zealand, 1976-1991. *Magmatic Contributions to hydrothermal systems. Extending abstracts. 10-16 nov. 1991. Kagoshima, Japan.* Pp. 63-66.
  32. **Huphris S., Zierenberg R., Mullineaux L., Thomson R. (eds)** Seafloor hydrothermal systems: physical, chemical, biological interactions // *Geoph. Monograph 91. Am. Geoph. Union*, 1995. Washington. D.C.
  33. **Janecky D.R., Seyfried W.E.** Formation of massive sulfide deposits on oceanic ridge crests: incremental reaction models for mixing between hydrothermal solutions and seawater // *Geoch. Cosmochim. Acta*, 1984. V. 48. Pp. 2723-2738.
  34. **Luhr J.F., Carmichael I.S.E., Varekamp J.C.** The 1982 eruptions of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices // *J. Vol. Geoth. Res.*, 1984. V. 23. Pp. 69-108.
  35. **McCollom T. M.** Geochemical constraints on primary productivity in submarine hydrothermal vent plumes // *J. Deep Sea Res. Part 1: Oceanographic Res.*, 2000. V. 47. N 1. Pp. 85-101.
  36. **Rose W. I., Chuan R. L., Giggenbach W. F., Kyle P.R.** Rate of sulfur dioxide and particle emission from White Island volcano, New Zealand and an estimate of the total flux of major gaseous species // *Bull. Vol.*, 1986. N. 48. Pp. 181-188.
  37. **Sato T.** Behaviours of oreforming solutions in seawater // *Mining Geology*, 1972. N. 22. Pp. 31-42.
  38. **Schiling F. R., Partzsch G. M., Brasse H., Schwarz G.** Partial melting below the magmatic arc in the Central Andes deduced from geoelectromagmatic field experiments and laboratory data // *Physics of*

- the Earth and Planetary Interiors*, 1997. N. 103. Pp. 17-32.
39. **Schmitz M., Heinsohn W. D., Schilling F. R.** Seismic, gravity and petrologic evidence for partial melt beneath the thickened Central Andean crust (21-23<sup>0</sup>S) // *Tectonophysics*, 1997. N. 270. Pp. 313-323.
  40. **Sparks R.S.J., Wilson L., Hulme G.** Theoretical modeling of the generation, movement, and emplacement of pyroclastic flows by column collapse // *J. Geoph. Res.*, 1978. V. 83 (B4). Pp. 1727-1739.
  41. **Stewart M. K., Hulston J.R.** Stable isotope ratios of volcanic steam from White Island, New Zealand // *Bull. Vol.*, 1976. V. 39 (1). Pp. 15-27.
  42. **Thorseth I.H., Torsvik T., Furnes H., Muehlenbachs K.** Microbes play an important role in the alteration of oceanic crust // *J. Chemical Geology*, 1995. V. 126 (2). Pp. 137-146.
  43. **Trumbull R. B., Wittenbrink K., Hahne K., et al.** Evidence for late miocene to recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25-26<sup>0</sup>S) and its geodynamic implications // *J. South Am. Earth Sciences*, 1999. N. 12. Pp. 135-155.
  44. **Wolff J.A., Worner G., Blake S.** Gradients in physical parameters in zoned felsic magma bodies: implications for evolution and eruptive withdrawal // *J. Vol. Geoth. Res.*, 1990. N. 43. Pp. 37-55.