

Н. И. ХИТАРОВ

**ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ
РАСТВОРОВ**

В природе нам известна широкая область проявления гидротермальных процессов, начиная от древних, трудно шифруемых, и кончая современными, относительно более доступными для изучения и понимания, развитыми в области действующего вулканизма.

Существенная сторона этих явлений — это понимание самого процесса формирования гидротермальных растворов.

Он включает многие стороны, определяющие особенности возникающих растворов. Сюда можно отнести ряд сложных вопросов, как, например: время и место, способ отделения растворов, источник их главного компонента — воды, источник всех остальных компонентов растворов, включая рудное вещество, физико-химические условия отделения и многие другие вопросы.

Геологический материал указывает на существование в природе гидротермальных процессов различного генезиса. Их разбор и оценка прежде всего требуют рассмотрения гидротерм по их источнику, понимая под этим как источник воды, так и источник тепла.

В связи с настоящим совещанием, рассматривающим гидротермальные процессы районов современного вулканизма, кажется особенно существенным разобрать, хотя бы в общем виде, сложный вопрос о том, откуда и как может поступать главный компонент гидротерм — вода.

Это рассмотрение необходимо для оценки особенности гидротерм областей активного вулканизма в отношении источника воды среди гидротерм иного генезиса и возбудить обмен мнениями по этому сложному вопросу на разностороннем материале докладчиков.

Вода и температура — два фактора, которые определяют многие особенности самой природы возникающих растворов. Рассмотрим возможные главные пути поступления воды, причем заметим, что исследование в основном может носить лишь теоретический характер. Тем более, что до настоящего времени «точного критерия в различении вадозных и ювенильных источников нет» (как это отмечал еще в прошлые годы В. И. Вернадский) (Избр. соч., т. III, стр. 2).

По источнику воды, создающему основное количество ее в гидротермальном растворе, следует выделять два главных вида поступления:

1. За счет подземных вод метеорного происхождения:

а) вод свободного движения различных горизонтов;

б) вод регенерированных, в основном возникающих в результате освобождения вод, захороненных в поровых пространствах осадочного комплекса образований.

2. Поступления вод, отделяемых непосредственно от магматического расплава.

В природе эти расчленения усложнены наложением и смешением вод различных источников.

Рассмотрим особенности каждого выделенного источника поступления в отдельности.

А. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ РАСТВОРЫ, ФОРМИРУЮЩИЕСЯ ЗА СЧЕТ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ВАДОЗОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Как выше было сказано, можно различать два вида поступления.

Гидротермальные растворы, формирующиеся за счет вод свободного движения

Этот вид формирования гидротермальных растворов широко распространен в природе. Глубокое проникновение инфильтрационных метеорных вод, особенно на участках развития геологических структур, благоприятствующих созданию обычных скоплений вод артезианского типа с глубоким заложением, ведет к контакту с прогретыми зонами и приобретению типичных признаков гидротерм. Точно так же погребенные и трещинные воды глубокого обмена, попадая в прогретые зоны, фактически приобретают все свойства гидротермальных растворов.

Гидрогеология дает большое количество примеров подобного рода термальных проявлений. Наиболее ярким примером может служить Западно-Сибирский артезианский бассейн, где глубокими буровыми скважинами (до 3000 м) вскрыты огромные запасы термальных вод (с температурой до 60°), до того никак не проявлявшие себя на поверхности.

Не менее показателен район Северного Кавказа, где, по грубой схеме, зона питания приурочена к горным областям и поставляет огромные массы воды в осадочный комплекс пород мезо-кайнозойского возраста, слагающих артезианский склон. Последние проникают по склону на значительную глубину и создают обширный район разнообразных по локальным геологическим условиям но мощных проявлений термальных вод с отдельными скважинами, подающими воду с температурами, превышающими 100° (районы Грозного, Ставрополя, Дагестана).

Известные термальные воды района Кавказских Минеральных вод относятся также к артезианскому склону и разгружаются по линиям тектонических нарушений.

Показательным примером термальных вод трещинного характера являются воды района Карловых Вар. А. М. Овчинников (1953) на основании анализа существующих данных чешских исследователей по Карловым Верам указывает, что воды эти приурочены к гранитным интрузиям и представляют собой типичные трещинные воды с вероятным заложением на глубину до двух километров ($t = 60^\circ$).

Воды представляются напорными, разгружающимися существующие ввиду артезианские воды.

Все эти примеры относятся к термальным водам, сформированным за счет вод вадозового происхождения. Эта группа вод относительно генетически ясная и гидрогеологически и геологически хорошо изучена.

Гидротермальные растворы, формирующиеся за счет вод регенерированных

Здесь можно выделить два источника возможного возникновения водных растворов:

а. Дегидратация гидратированных соединений. Этот источник не

велик и становится значительным лишь в условиях прямого усвоения магмой в период ассимиляции.

б. Освобождение вод, захороненных в поровых пространствах осадочного комплекса образований. Этот источник воды может быть значительным, судя по работам (главным образом П. А. Крюкова) по изучению отдачи горных растворов (различных форм нахождения — поровая форма, пленочная, капиллярная) породами в результате отпрессовывания под давлением.

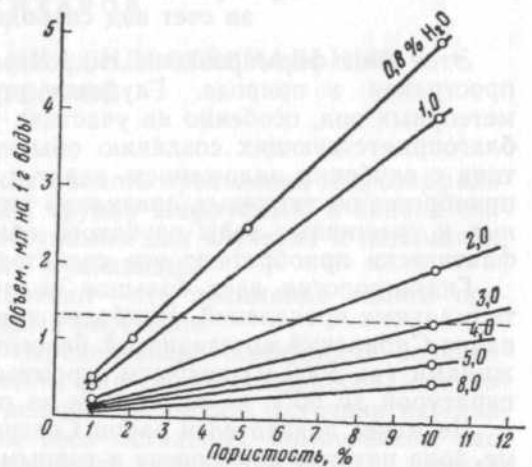
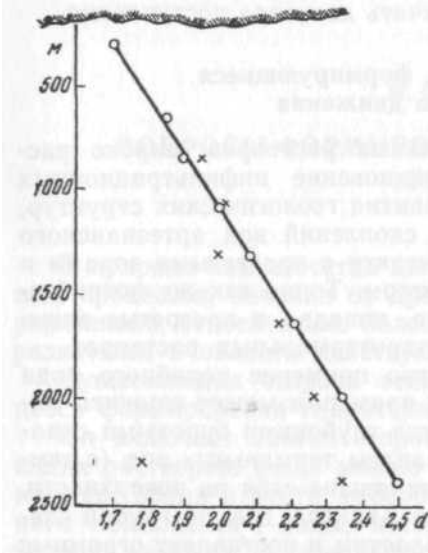


Рис. 1. Ход изменения плотности с глубиной залегания песчано-глинистых образований по разрезу Барабинской скважины.

Рис. 2. Соотношения значений пористости, содержания воды и объема пор. приходящихся на 1 г воды

X — песчанник

Эксперименты показывают, что, например:

1. Глина с содержанием воды в 31% при 6000 кг/см² выделила только 64,4% H₂O.

2. Известняк с влажностью в 9,8% первые порции раствора отдал при нагрузке в 4500 кг/см² и при нагрузке в 6500 кг/см² выделилось 50% влаги.

В отдельных погружающихся участках, в зависимости от их геологического строения и благоприятных сочетаний физических свойств отдельных литологических компонентов разреза, порода (или породы) с неотжатой частью влаги на той или иной глубине погружения может быть герметизирована перекрывающей толщей еще в зонах с невысокой температурой.

Давление газа и пара воды в герметизированной породе определяется ее пористостью.

Последняя с погружением в основном стремится уменьшиться по-разному в различных породах в зависимости от особенностей их минералогического состава. Иллюстрацией могут служить, например, данные по Барабинской опорной скважине. Разрез охарактеризованной части скважины в основном представлен песчаниками, глинистыми образованиями и алевролитами. В пределах глубин до 2500 м средняя плотность определена для интервалов мощностью в 200—300 м по 100 определениям (рис. 1).

При одинаковом общем ходе изменения средней плотности с глубиной отмечается заторможенность в нарастании плотности у песчаников.

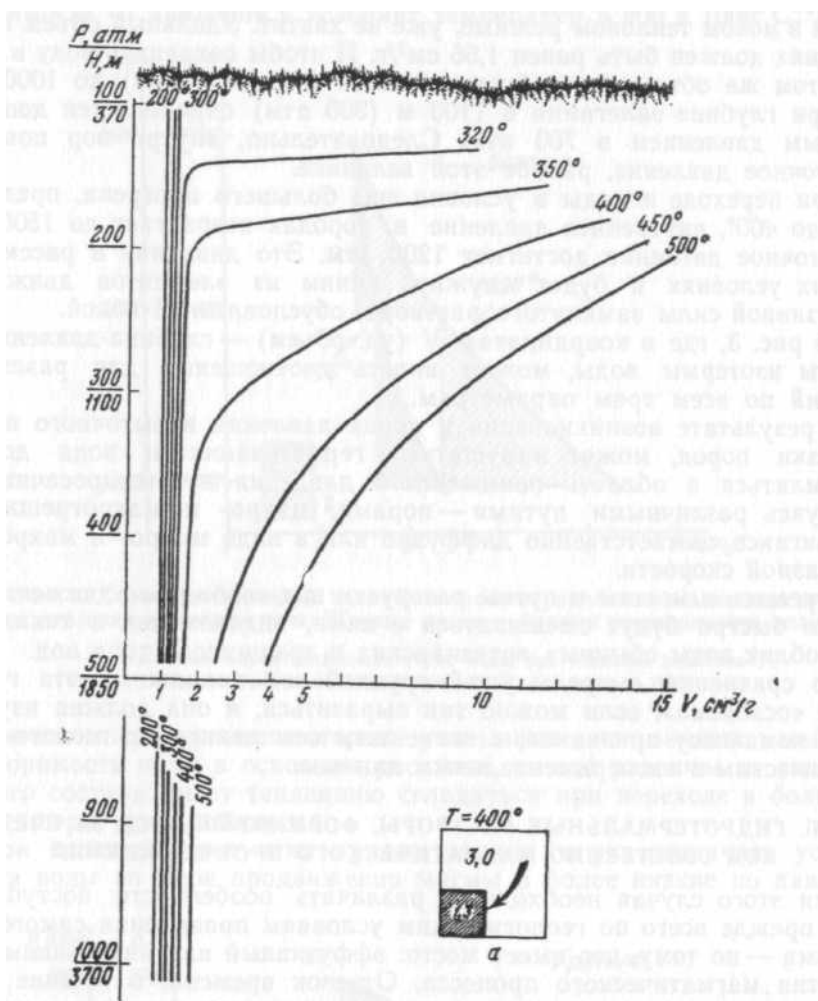


Рис. 3. Изотермы воды E координатах: удельный объем — литостатическое давление (глубина) и соотношение (а) между объемом имеющимся и требуемым для условий (объяснения — см. в тексте)

Соотношения между значениями пористости и содержанием свободной воды в породе определяют ход развития различных процессов внутри породы в зоне прогрева. На рис. 2 показаны эти соотношения для нормальных условий.

При попадании замкнутого участка пород с некоторым количеством влаги в зону повышенных температур, обусловленных геотермическим градиентом на участке захоронения или локальным подтоком тепла от магматического источника, вода может перейти в источник значительной энергии.

Если взять, например, породу с пористостью в 2,5% и с содержанием воды в 0,8%, то объем, предоставляемый воде, имеющейся в породе, будет равен $1,3 \text{ см}^3/\text{г}$. Допустим, что порода залегает на глубине 1100 м, где давление нагрузки составляет 300 атм. Объем пор в $1,3 \text{ см}^3/\text{г}$ достаточен для содержащейся в породе воды в нормальных условиях.

Если же порода попадет в условия более повышенных температур, например, в условия 350° , то имеющегося объема пор для воды, находящейся в новом тепловом режиме, уже не хватит. Удельный объем в этих условиях должен быть равен $1,56 \text{ см}^3/\text{г}$. И чтобы сохранить воду в породе в том же объеме потребуется сжатие (герметизация) до 1000 атм; это при глубине залегания в 1100 м (300 атм) определяется дополнительным давлением в 700 атм. Следовательно, внутри пор появится избыточное давление, равное этой величине.

При переходе породы в условия еще большего прогрева, предположим до 400° , внутреннее давление в породах возрастает до 1500 атм. Избыточное давление достигнет 1200 атм. Это давление в рассматриваемых условиях и будет служить одним из элементов движущей, интрузивной силы замкнутого раствора, обусловленной водой.

Из рис. 3, где в координатах: V (уд. объем) — глубина-давление показаны изотермы воды, можно видеть соотношения для различных условий по всем трем параметрам.

В результате возникновения в порах давления избыточного против нагрузки пород, может нарушаться герметизация и вода должна устремляться в область пониженного давления путем просачивания, пользуясь различными путями — порами, микро- и макротрещинами, продвигаясь соответственно диффузно или в виде микро- и макропотоков разной скорости.

Стремясь к местам и путям разгрузки вод свободного движения эти потоки быстро будут смешиваться с ними, видоизменяя в таких случаях облик воды обычных артезианских и трещинного типа вод.

По сравнению с предыдущей группой вод подвижных эта группа менее «осязаема», если можно так выразиться, и она должна изучаться по комплексу признаков, с косвенным освещением по геолого-минералогическим и экспериментальным данным.

Б. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ РАСТВОРЫ, ФОРМИРУЮЩИЕСЯ ЗА СЧЕТ ВОД СОБСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Для этого случая необходимо различать особенности поступления воды прежде всего по геологическим условиям проявления самого магматизма — по тому, что имеет место: эффузивный или интрузивный ход развития магматического процесса. Отрезок времени, в течение которого развивается сам процесс отделения главного летучего — воды — в эффузивном процессе, в большинстве случаев относительно короток, и кинетика процесса заметно отлична от интрузивного хода развития магматического процесса.

Вследствие существования в эффузивную стадию более облегченного разрежения внутреннего давления на поверхность скорость отделения летучих (вод) большая, чем в интрузивном процессе, где скорости отделения должны быть меньшие, за исключением продвижения за отрезки времени, синхронные тектоническим нарушениям. В эффузивном процессе должно преобладать продвижение с резкими перепадами давления, в интрузивном, как в относительно более замкнутой системе, спад температуры и давления относительно более ровен и перепады в давлениях должны быть более сглаженными.

Представления о возможном содержании воды в различных магмах покоятся на весьма ограниченных данных. Единственно существовавшие экспериментальные данные Р. Горансона пополнились в последнее время новыми данными, позволяющими провести некоторую сравнительную характеристику возможного содержания воды в расплавах основного и кислого составов (Хитаров, Лебедев, Ренгартен и Арсеньева, 1959).

По рис. 4 и 5 можно судить о возможной, допустимой величине предельного содержания воды в базальтовом и гранитном расплавах в зависимости от давления в условиях температур в 900 и 1000°C.

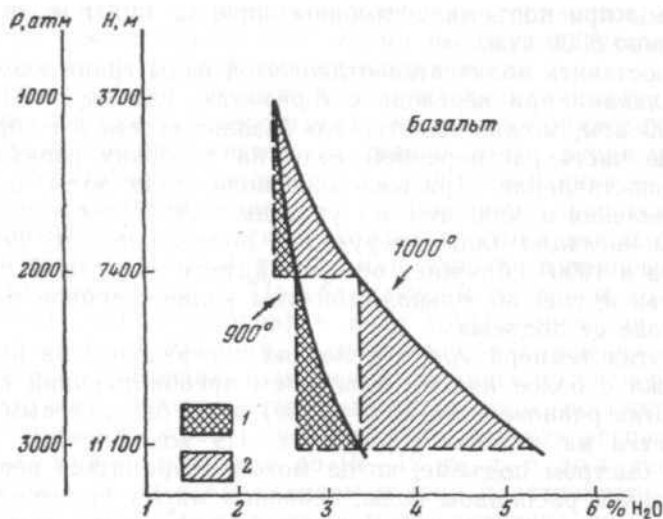


Рис. 4. Сброс растворенной воды базальтовым расплавом в зависимости от давления и температуры. Жирные линии — кривые растворимости воды.

1 — площади, характеризующие сброс воды при переходе расплава с одного уровня на другой при 900°; 2 — то же для 1000°

Низкотемпературные изотермы указывают на заметно меньшую растворимость воды в основном расплаве, но это различие от расплава кислого состава имеет тенденцию сгладиться при переходе в более высокотемпературные области.

При сопоставлении этих кривых можно четко различить условия сброса воды по мере продвижения магмы в более низкие по давлению

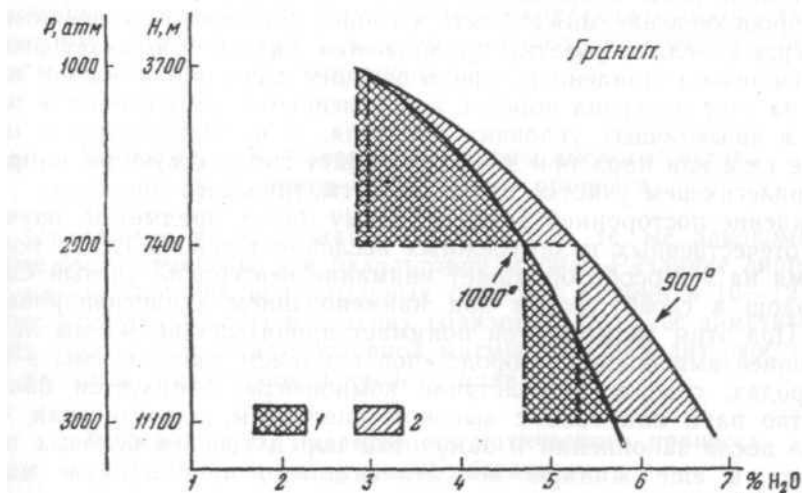


Рис. 5. Сброс растворенной воды гранитным расплавом в зависимости от давления и температуры. Жирные линии — кривые растворимости воды

1 — площади, характеризующие сброс воды при переходе расплава с одного уровня на другой при 1000°; 2 — то же для 900°

верхние структурные этажи и рассмотреть возможные условия формирования при этом гидротермальных растворов.

Проследим ход сброса растворенной воды расплавом в условиях 900° изотермы при подъеме с глубины порядка 11000 м, где давление нагрузки равно 3000 атм.

Если сопоставить количество отделяемой воды гранитным и базальтовым расплавами при переходе с горизонта, где $P_{H_2O} = 3000$ атм на уровень 1000 атм, можно видеть, что базальт стремится сбросить преобладающую часть растворенной воды на глубоких горизонтах. Графическое сопоставление сбрасываемого количества воды при переходе с уровня давления в 3000 атм на уровень в 2000 атм и с уровня 2000 на 1000 атм наглядно иллюстрирует это положение (см. рис. 4, 5).

Изотерма в 1000° сближает общую картину как самой растворимости воды, так и, следовательно, величины количественной отдачи воды магмой в ходе ее подъема.

Но и в этих температурных условиях с переходом на новые структурные этажи с более низким давлением преобладающий сброс избыточной (против равновесного количества) воды базальтовым расплавом проявлен четко на нижних горизонтах. Из хода кривых видно, что только при быстром подъеме, когда может сохраниться неравновесная доля увлеченной расплавом воды, основная магма принесет с собою в верхние горизонты воду в относительно большем количестве. При ровном ходе развития извержения основная магма, поступающая на дневную поверхность, должна быть с незначительным содержанием воды.

Кислый расплав гранитного состава, наоборот, большую часть растворенной воды должен стремиться сбросить в условиях верхних структурных этажей, как это можно видеть на рис. 5.

Но экспериментальные показатели содержания воды для различных давления и температуры являются лишь максимально допустимыми к растворению в расплаве и вовсе не обязательными по своим значениям для первичных расплавов. Поэтому, если в рассматриваемых условиях поступает магма, содержащая меньшее количество воды против насыщения, то из окружающей среды, из вмещающих пород возможно проникновение воды в продвигающуюся на поверхность магму.

Это проникновение может быть вызвано различными условиями.

Во-первых, если к участку продвижения магмы примыкает водонапорная система с давлением, превышающим давление в магме, и, во-вторых, за счет прогрева пород с захороненными, замкнутыми в порых водами в аналогичных условия давления, т. е. развиваемое в порах давление газа или пара при этом превышает господствующие напряжения в прилегающем участке развития магматического процесса.

Вхождение посторонней воды в магму было предметом изучения многих отечественных и зарубежных исследователей. В самое последнее время на это особо обращает внимание венгерский ученый Садецкый-Кардош в своей теории под наименованием «трансвапоризация» (1959). Под этим термином он понимает пропитывание магмы летучими компонентами боковых пород: «под влиянием тепла магмы в боковых породах, содержащих летучие компоненты, образуется большое количество пара или газа с высоким давлением, значительная часть которого после заполнения и закупорки пор и трещин боковых пород проникает в еще жидкую и, следовательно, проницаемую магму» (стр. 85).

Приведенный экспериментальный материал, характеризующий соотношение газовой составляющей — воды с расплавами различного состава, — вскрывает возможные условия поступления воды в магму.

Обратимся еще раз к диаграммам и рассмотрим условия возможного вторжения посторонней воды в магматическую систему.

Вариант А. Извержение магмы основного состава (базальт) в условиях эффузивного процесса

а. При продвижении по каналу с глубоких горизонтов в верхние при постоянной температуре в 900° магма выходит из условий давления, определяемого нагрузкой вышележащих толщ.

В новых условиях при переходе на горизонты с давлением меньшим, чем 1000 атм, повышается вероятность вхождения посторонней воды, особенно из водонапорных систем, так как с этого уровня может сказываться гидростатическое давление в случае превышения давления паров магмы. Но вхождение в магму не должно быть значительным, так как базальтовый субстрат в этих условиях все-таки достаточно вязок. Если будет обогащение водой, то преимущественно в приповерхностной части магматического столба. Преобладающим явлением должно быть вхождение воды (или растворов) в виде соприкосновения с магмой, парообразование и дистилляция, вызывающие охлаждение субстрата.

б. На нижних горизонтах, в условиях больших по значению давлений, где может идти преимущественный сброс воды, поступление воды за счет водонапорных систем менее вероятно, так как распространение вод на глубину можно допустить до 10—12 км, т. е. до границы исчезновения трещин в связи с вхождением в зону пластичности. Для этих участков, как более глубоких, уже большее значение могут иметь захороненные поровые воды.

в. Аналогичная картина должна иметь место и для хода магмы вверх при изотермических условиях в 1000° .

г. В обоих случаях, как при 900° , так и при 1000° , магма, попадая в канал с давлением меньше 1000 атм, может втянуть воду из прилегающей напорной системы, но вряд ли усвоит ее в значительном количестве.

Влияние водонапорной системы на подачу сторонней воды в магму может сказаться лишь с 10—12 км, поэтому, если рассматривать базальтовый материал, который широко выдерживается по своему вещественному составу, можно полагать, что базальтовый расплав вступает в канал на этом уровне с давлением, превышающим 1000—1200 атм, и в дальнейшем продвигается с превышением гидростатического давления.

Поэтому, если подмешивание сторонней воды и идет, то в очень небольшом количестве, как показано выше.

Вариант Б. Извержение магмы кислого состава в условиях эффузивного процесса

В основном в этом варианте проявляются те же закономерности, которые были отмечены для базальтовой магмы. Различие лишь в том, что в случае наличия водонапорных систем с глубин в 10—12 км допустимо вхождение воды в верхних горизонтах в более заметных количествах, чем показано для основной магмы. Это находит свое объяснение в большей жидкости кислого плава.

Вариант В. Развитие магматического процесса в интрузивной обстановке

Рассматривая данную форму проявления магматического процесса как относительно замкнутую, прежде всего важно проследить влияние охлаждения. С этой стороны весьма любопытны соотношения кривых растворимости воды в гранитном расплаве при 900° и 1000° .

Ход изотерм показывает, что с охлаждением растворимость воды в расплаве может расти. Выше было отмечено, что экспериментальные показатели растворимости определяют лишь максимально допустимые к растворению в расплаве количества воды и что в природе эти количества в действительности значительно меньше. В данном случае продвигающаяся магма на всем протяжении от уровня давления в 3000 атм до поверхности будет далеко не насыщена, и при наличии сторонних источников поступлений воды последняя может быть усвоена магмой.

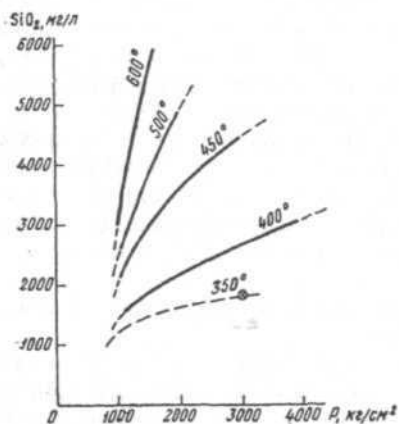


Рис. 6. Изотермы растворимости кварца в воде, по данным Н.И. Хитарова, Г. Мори и Е. Хессельгесера

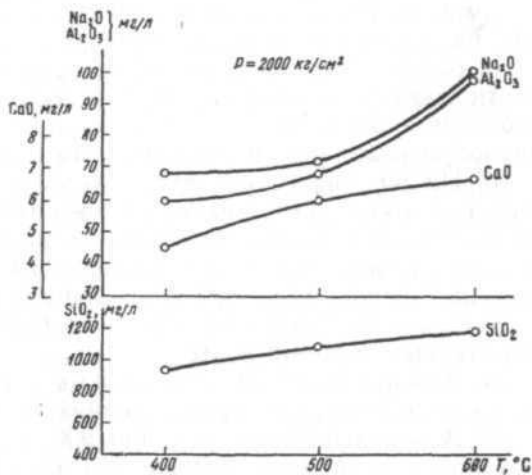


Рис. 7. Изменения состава растворов, возникающих в результате взаимодействия Лабрадора с водой, при разных температурах, по содержанию главных компонентов в условиях изобары в 2000 кг/см²

При этом кислая магма будет преимущественно вести усвоение в верхних горизонтах, а основной расплав, наоборот, — на нижних.

Но ниже 10—12 км мало вероятна возможность поступления воды или водных растворов. Здесь усвоение воды представляется более допустимым лишь за счет процессов прямой ассимиляции отдельных масс окружающих пород.

В итоге мы видим, что имеется много условий, при которых возможно смешение собственно магматических вод с водами, заключенными во вмещающие толщи.

Источник поступления воды предопределяет многие особенности самой природы возникающих растворов.

Воды напорных систем — это солевые растворы различных концентраций широко распространенных в природе вод, выделенные еще В. И. Вернадским со сменой типов вод от гидрокарбонатных через сульфатные к хлоридным.

Тепловой фактор на вещественном составе вод свободного движения сказывается слабее, а на поровых — сильнее.

Первые воды — с меньшими энергетическими возможностями, чем вторые, и соответственно первые характеризуются преобладанием обычного набора воднорастворимых соединений щелочей и щелочных земель. Вторые воды, в результате сочетания значительных давлений, развиваемых в порах, с температурой создают агрессивную среду внутри пор и в силикатных породах должны вести к появлению раство-

ров с большой минерализацией, с преобладанием щелочей, кремнезема и отчасти глинозема.

При наличии карбонатных пород появляются газообразная CO_2 и HCO_3 .

Чтобы судить о порядках возможного содержания, например, кремнезема, обратимся к диаграмме (рис. 6), иллюстрирующей взаимодействие воды с кварцем в различных условиях P и T в динамическом ходе развития процесса (Хитаров, 1957), или же взаимодействие лабрадора (рис. 7) с H_2O в изобарических условиях $P=2000$.

Из этих диаграмм видно, каких значительных величин может достигать минерализация растворов в этих случаях за счет обычно труднорастворимых в воде кремнеземсодержащих веществ.

При учете возможного наличия в поровых растворах хлора, углекислоты и фтора явление должно принять еще более ярко выраженный характер.

Поровые воды не должны сохраняться до значительных глубин, так как пористость с глубиной пропадает. Следовательно, процесс возможного захвата магмой поровых вод может иметь место на горизонтах не глубже 10—12 км.

В случае наличия породы, содержащей рассеянный металлический компонент, в известных условиях может идти его мобилизация.

Показателен эксперимент с песчаником, содержащим карбонатные медные минералы и специально увлажненным хлоркальциевой водой, взятой из глубоких скважин. Увлажнение медистого песчаника, зажатого в аргиллитовые оболочки, с тончайшей вкрапленностью пирита, затем прогрев в начале при 200 (2 часа) и далее при 400° (2 часа) при нагрузке в 1200 атм привели к разложению всех медистых минералов и отложению по периферии образца медистого песчаника крошки из тончайших выделений самородной меди, а в аргиллите — к образованию халькопирита и борнита (рис. 8).

Таким образом, за счет незначительного увлажнения, запаса влаги в самой породе при поступлении извне только тепла возможно зарождение металлоносных термальных растворов (псевдомагматических).

Наконец, обратимся к водам магматическим, формирующимся в самых высоких температурных условиях. Это — воды, в основном обогащенные многими компонентами и главным образом находящиеся в равновесии с кристаллизующейся массой расплава. В зависимости от вариации условий, в которых идет формирование магматического тела, здесь можно различать многие случаи, разбор которых требует специального рассмотрения.

Смешение всех перечисленных вод допустимо преимущественно в глубоких горизонтах, и поэтому различение специальных признаков сложно — они кажутся утерянными.

Наиболее отчетливая картина наблюдается в районах современного вулканизма, где в артезианских водах, наложенных на магматическую область проявления, можно, видимо, отличать магматическую подмесь.

Наиболее близкие к водам магматическим должны быть воды поровые, но и воды артезианские по ряду компонентов (Cl , H_2S и др.) в зонах интенсивного разогрева могут имитировать магматические



Рис. 8. Выделения самородной меди (черные пятна) в эндоконтактной зоне и халькопирита и борнита в экзоконтактной, увел. $\times 2,5$

выделения. Обратимся, например, к реакции Гей-Люссака и Тенарда: $2\text{NaCl} + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 2\text{HCl} + \text{Na}_2\text{SiO}_3$, в результате которой с ростом температуры даже в условиях повышенного давления может идти образование кислых сред, иногда быстро исчезающих в результате взаимодействия раствора с вмещающей средой (рис. 9 и 10).

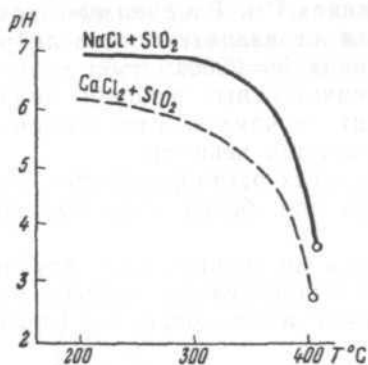


Рис. 9. Изменения pH растворов, возникающих после взаимодействия кварца с растворами хлоридов натрия и кальция (0,12 н) в зависимости от температуры при давлении в 200 атм

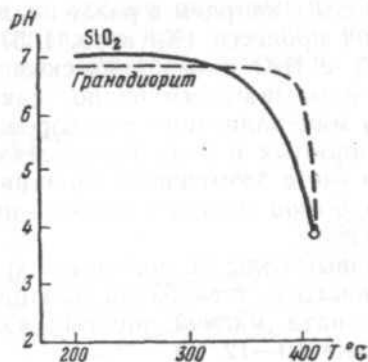


Рис. 10. Изменения pH растворов, возникающих после взаимодействия кварца и гранодиорита с растворами хлористого натрия (0,12 н) в зависимости от температуры при давлении в 200 атм

Развитие экспериментальных исследований по изучению отдельных реакций поможет разобраться в физико-химических условиях хода природного процесса, а также позволит выявить признаки различия этих условий.

Общий анализ возможного баланса вод, выбрасываемых вулканами и питающих район вадозных вод, экспериментальные данные по растворимости воды в расплавах и последние данные по Паужетке на Камчатке, где ведется бурение на термальных участках, говорят о значительной роли не магматической воды в явлениях, которые приписываются магматическому источнику.

Основное участие магматического источника заключается в подаче тепла в прилегающие участки. Летучие же преимущественно поступают лишь в период извержения.

Развитие гидрогеологических исследований в районах действующих вулканов, которые практически только начаты, приведет к снятию гидрогеологической «пелены» с истинных картин проявления процесса отделения летучих магматическим телом во времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Овчинников А. М. К вопросу о «ювенильных» водах. Вопросы петрографии и минералогии, т. 1, 1953.
- Садецкий - Кардош З. Е. О влиянии вмещающих пород на распределение элементов в магматитах. Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. Труды Геохимического симпозиума. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Хитаров Н. И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях. Доклад, представл. на XX сессию Международн. геол. конгресса в Мексике. Геохимия, № 6, 1957.
- Хитаров Н.И., Лебедев Е. Б., Ренгартен Е. В. и Арсеньева Р.В. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплавах. Геохимия, № 5, 1959.