

## Литература

- Геотермическая карта СССР / Под. ред. Ф.А. Макаренко и др. М.: Наука, 1973. 38 с.
- Геотермические исследования и использование тепла Земли. М.: Наука, 1966. 198 с.
- Дядькин Ю.Д., Парийский Ю.М., Романов В.А. Теплообмен в глубоких скважинах и зонах фильтрации при извлечении тепла сухих горных пород. Л.: Изд-во ЛГИ, 1974. 39 с.
- Дядькин Ю.Д., Парийский Ю.М., Вайнблат А.Б., Юревич Г.Г., Падуков В.А., Богуславский Э.И. Извлечение и использование тепла Земли. Л.: Изд-во ЛГИ, 1975. 42 с.
- Использование тепла Земли для производства электроэнергии (тезисы докладов). М.: Изд-во ЭНИН, 1975, с. 14—20.
- Тепловой режим недр. М.: Наука, 1973, 212 с.

Е. А. Вакин, Ф. Ш. Кутыев

*Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР*

## ГЛУБИНЫ ГЕНЕРАЦИИ ФЛЮИДНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ

Современные высокотемпературные гидротермальные системы<sup>1</sup> как геологическое явление наблюдаются во всем мире в областях современного или четвертичного вулканизма. Низкотемпературные термы встречаются также в молодых орогенных областях. Гидротермальные системы интенсивно изучаются, и к настоящему времени накоплена большая сумма знаний, которая позволяет выяснить строение верхних горизонтов систем, но оставляет в тени связи гидротерм с глубинными процессами. Авторы данной статьи, предлагая использовать аналоги в составе газов микровключений базит-гипербазитовых ксенолитов и газовом составе гидротерм как индикатор  $P$ — $T$ -условий зарождения флюидов, дающих начало гидротермальной деятельности, надеются в какой-то мере способствовать решению этой проблемы.

Горячие природные воды теснейшим образом сопряжены с вулканической и плутонической активностью, однако характер такой связи до настоящего времени не установлен. В литературе обсуждается несколько схем подобной взаимосвязи.

1. Гидротермальные растворы отделяются от магм на поздней стадии кристаллизации.

2. Термальные воды — это вадозные воды, проникшие к магматическому очагу (или в очаг), нагретые там и поднимающиеся в силу этого к поверхности.

3. Гидротермальные растворы образуются при смешении вадозных вод с ювенильными высокотемпературными теплоносителями, поднимающимися из недр независимо от магматических расплавов.

<sup>1</sup> Под гидротермальной системой мы понимаем совокупность природных факторов, обеспечивающих появление и стационарный режим перемещения горячих водных растворов в недрах Земли.

4. Гидротермальные растворы отделяются от осадков в процессе термо-метаморфизма последних.

Вполне вероятно, что на разных этапах формирования гидротерм все эти процессы могут иметь место, и суть вопроса сводится к доле того или иного процесса в формировании конкретной гидротермальной системы на данном этапе ее существования. Однако во всех случаях для объяснения наблюдаемых теплопотерь на ограниченных площадях формирования и разгрузки гидротерм приходится предполагать поступление в гидротермальную систему энергоемких теплоносителей — флюидов.

Для понимания природы гидротерм необходимо в первую очередь осветить вопрос о глубинах генерации и составе их флюидной части. Суждения о глубинном флюиде базируются на материалах изучения высокотемпературных гидротерм и вулканических эманаций (Уайт, 1965; Соколов, 1966; и др.).

Обсуждение проблемы глубинных флюидов (Termier, 1912; Аверьев, 1969; Парк, Мак-Доримид, 1966; Уайт и др., 1965; Судовиков, 1964; Василевский и др., 1974; Кононов и др., 1974; и др.) привело исследователей к выводу о существовании подкорковых концентрированных переносчиков тепла и вещества, способных осуществлять прогрев пород вплоть до их плавления (Аверьев, 1969; Кузнецов, Изох, 1969; Велинский, 1970). Концепции П. Термье, В.И. Вернадского, Д.С. Коржинского, В.В. Аверьева о ювенильном флюиде находят подтверждения на многих геологических объектах. Эти флюиды, находясь в надкритическом состоянии, обладают свойствами жидкостей и газов и активно участвуют в процессах рудообразования и гидротермального метаморфизма пород, являясь при этом идеальной средой для осуществления ионно-обменных реакций (Краускопф, 1960). Взаимодействуя с вадозными водами, ювенильные флюиды образуют серию гибридных вод, состав которых будет зависеть от состава и объемов смешивающихся компонентов и условий последующей миграции.

Существующие номенклатуры гидрохимических типов термальных вод основаны главным образом на их ионно-солевом составе, в ряде случаев отражающем скорее геологический разрез гидротермальной системы (Уайт, Андерсон, Груббе, 1965) и маскирующим истинное соотношение глубинного флюида и вадозных вод. Неоднократно показано (Краускопф, 1960; Иванов, 1961), что весь набор растворенных в гидротермах минеральных компонентов можно объяснить их поступлением из водовмещающих пород в процессе восходящей миграции вод. В то же время не существует веских аргументов для опровержения возможности поступления некоторых из этих компонентов в составе флюида из подкорковых областей.

Наиболее общие закономерности генезиса гидротерм отражены в их газовом составе (Иванов, 1960, 1961).

Для областей современного и молодого вулканизма по содержанию основных газов ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{H}_2$ )<sup>1</sup> в числе других типов выделяются во-

<sup>1</sup> Мы рассматриваем здесь закономерности распределения в термах только этих газов.

дородные ( $H_2$ ), азотно-углекислые, углекисло-азотные ( $CO_2-N_2$ ), азотные ( $N_2$ ) и углекислые ( $CO_2$ ) термы (Иванов, 1960). Газовые типы вод в целом соответствуют и их температурам, а распространение в вулканических областях хорошо согласуется с геолого-тектонической обстановкой. Попытаемся дать оценку некоторых геологических особенностей газогидрохимических зон, сопоставляя две весьма различные по геологии вулканические области: Исландию и Камчатку. Два эти региона коренным образом отличаются по геологическому строению и тектоническим позициям. Их объединяют современный вулканизм и гидротермальная деятельность.

Неовулканическая зона, пересекающая о. Исландия, служит прямым продолжением Атлантического рифта, а сам остров представляет собой либо выход на поверхность Срединно-Атлантического хребта (Тораринсон, 1970), либо фрагмент древнего континента (В.В. Белоусов) с наложенной рифтовой зоной.

Современная вулканическая деятельность локализована в сложной системе рифтов неовулканической зоны ( $Q_3-Q_4$ ). Для вулканизма Исландии наиболее характерны трещинные извержения, образующие обширные покровы, но имеются и довольно крупные центральные вулканы нескольких типов, и сложные вулканические массивы с длительной историей развития (Торфаёкудль, Хенгидл, Крабла).

Гидротермальная активность проявлена на всей территории Исландии (рис. 1). В неовулканической зоне это очень крупные высокотемпературные гидротермальные системы с тепловой мощностью до  $750 \cdot 10^6$  кал/с и с температурой, близкой в недрах к  $300^\circ$ . В областях четвертичного вулканизма гидротермальные системы меньших масштабов обычно связаны с грабеноподобными депрессиями. В районах развития доплиоценовых базальтовых плато расположение отдельных источников и групп источников контролируется разрывными нарушениями. Исландские исследователи обратили внимание на связь крупнейших геотермальных районов с кислыми магматическими комплексами (Торфаёкудль, Хенгидл-Хвергерди, Крабла, Керлингфарфьёльд и др.) (Arnarsson, 1968). Для других месторождений горячих вод такая связь не отмечается (термы п-ва Рейкьянесс, районов Рейкьявика и Рейнхольта).

Камчатка расположена в зоне сочленения материка с океаном и характеризуется мощной ( $\sim 30$  км) корой континентального типа с развитым "гранитным" слоем. Геологическое строение Камчатки отличается большой сложностью. Этот регион прошел все этапы геосинклинального развития вплоть до раннего орогена. Структура полуострова сформировалась в результате неоднократной складчатости, разновозрастных блоковых подвижек и нескольких фаз вулканизма. Зоны четвертичного вулканизма полуострова подчинены региональным глубинным разломам северо-восточного направления системы Тихоокеанского подвижного пояса. Выделяются Восточная зона современного вулканизма и зона Срединного хребта, где вулканическая деятельность закончилась (?) в голоцене (рис. 2).

Гидротермальная деятельность на Камчатке сосредоточена в областях четвертичного вулканизма. Гидротермальные системы тяготеют к крупным долгоживущим вулcano-магматическим центрам, где вулканическая (магматическая) и гидротермальная деятельность носят унаследованный

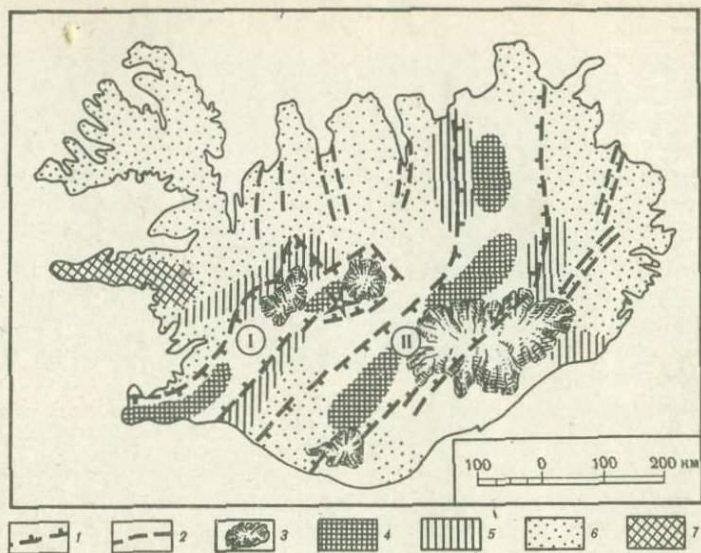


Рис. 1. Схема газовой зональности гидротерм Исландии

1 — Границы зон глубинных разломов; 2 — разломы второго порядка (подчиненные или транс-коровые); 3 — ледники; 4 — водородные термы (для Камчатки — азотно-углекислые термы, содержащие водород); 5 — азотно-углекислые термы; 6 — азотные термы; 7 — углекислые термы; I, II — зоны глубинных разломов

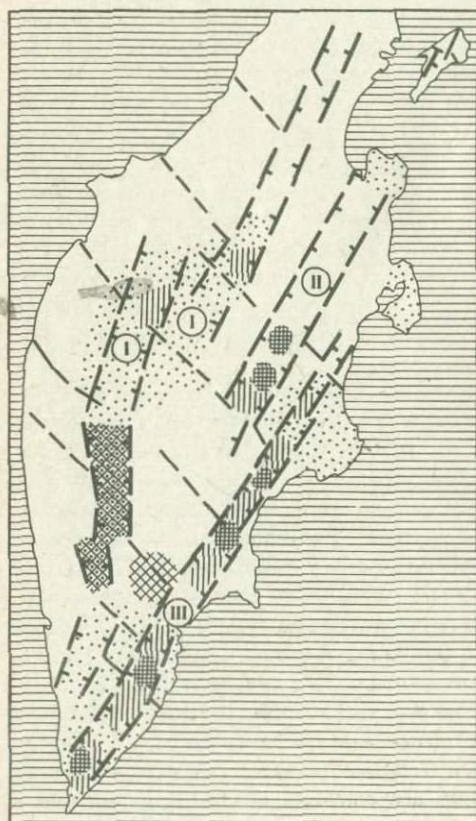


Рис. 2. Схема газовой зональности гидротерм Камчатки

I, II, III — Зоны глубинных разломов; остальные условные обозначения см. на рис. 1

характер и протекают в течение длительного геологического времени. Такие центры зародились по крайней мере в домиоценовое время (Василевский и др., 1974). Это своеобразные звенья, составляющие "цепи" вулканических областей Камчатки. Размещение центров вдоль региональных разломов согласуется с крупными секущими зонами разломов глубокого заложения поперечного (северо-западного) направления.

Несмотря на кардинальные геотектонические различия, и в Исландии, и на Камчатке могут быть выделены одни и те же газовые типы терм с почти одинаковой газохимической зональностью. Имеющиеся различия оттеняют особенности геологии регионов (см. рис. 1, 2). Газохимическая зональность терм Исландии разработана С. Арнарссоном, В.И. Кононовым и Б.Г. Поляком (1974), а также см. В.И. Кононов, Б.Г. Поляк (1974). Представления о газохимической зональности терм Камчатки основано на новых исследованиях строения вулканических областей полуострова, материалах наших гидрогеохимических наблюдений и опубликованных данных о газовом составе вод (Гидрогеология СССР, т. XXIX, 1972).

Охарактеризуем в самых общих чертах геологические условия распространения каждого из упомянутых выше газовых типов гидротерм, абстрагируясь от мелких локальных отклонений от общих закономерностей.

**Водородные термы.** Доля водорода в газах этих терм достигает 60% объема, но чаще близка 10%. Остальную часть составляют  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{N}_2$ . Отличительной особенностью водородных терм являются максимальная по сравнению с другими горячими водами температура и наибольшая мощность гидротермальных систем. На дневной поверхности эти системы проявляются в виде обширных участков термально измененных пород (переработанных парогазовыми дериватами терм), прогретых парящих площадок, парогазовых струй, кипящих источников и гейзеров. Скважины вскрывают перегретую воду в трещинных или пластово-трещинных коллекторах. Бассейны таких вод заключены в депрессиях вулканотектонического происхождения — кальдерах и грабенах. Этот тип горячих вод получил широкое распространение только в неовулканической зоне Исландии. Однако термы встречены также на Американском континенте. Это некоторые воды гейзеров Сонома Калифорнии (13%  $\text{H}_2$ ) (Эллис, 1970) и термальных полей Сальвадора (Ахаучапэн, до 40%  $\text{H}_2$ ) (Sigvaldasson, Guellar, 1970), приуроченных к переходной зоне материк—океан.

Термы, содержащие водород в количестве первых процентов, встречены и на Камчатке. Здесь водород обнаружен в составе азотно-углекислых вод наиболее мощных и высокотемпературных гидротермальных систем, возникших на участках пересечения регионального глубинного разлома (оси Восточной вулканической зоны) с поперечными зонами растяжений (Узон-Гейзерной, Семячикской, Мутновской, Паужетской, Кошелевской). По-видимому, зона сочленения материковой и океанической коры в пересечении с крупными тектоническими разрывными нарушениями поперечного направления наиболее проницаема для магм и глубинных газов.

**Азотно-углекислые (углекисло-азотные) термы.** Горячие воды этого типа наиболее характерны для высокотемпературных гидротермальных систем районов современного (четвертичного) вулканизма во всем мире. Кроме  $\text{CO}_2$  и  $\text{N}_2$ , в составе газов этих терм обычно присутствуют  $\text{H}_2$  и

$\text{CH}_4$  в количестве первых процентов. В Исландии такие термы "окаймляют" области распространения водородных терм, проявляясь в периферийных частях неовулканической зоны и прилегающих районах плейстоценового вулканизма.

Между  $\text{CO}_2 - \text{N}_2$  и  $\text{H}_2$ -термами нет резкой границы — они связаны постепенным переходом. Гидротермальные системы  $\text{CO}_2 - \text{N}_2$ -терм отличаются от систем  $\text{H}_2$ -терм меньшими размерами, возможно, большим возрастом и несколько меньшими температурами вод в недрах. К  $\text{CO}_2 - \text{N}_2$ -термам принадлежат классические гейзеры Исландии, Камчатские, Американские и Новозеландские гейзеры. На Камчатке крупные гидротермальные системы азотно-углекислых вод — Кошелевская, Паужетская, Ходуткинская, Мутновская, Узон-Гейзерная — расположены в терминальных частях долгоживущих вулcano-магматических центров (рис. 2, III). Термы этого типа во многих случаях наблюдаются в парагенетической ассоциации с проявлениями кислого вулканизма: экструзиями, малыми интрузивными телами, игнимбритами. Бассейны азотно-углекислых вод заключены в вулcano-тектонических депрессиях, кальдерах, грабенах.

**Азотные термы.** Воды этого типа отличаются весьма постоянным газовым составом (98%  $\text{N}_2$ ) и очень низким газосодержанием. Их температуры меньше температуры вскипания, что объясняет спокойный режим разгрузки и относительно низкие дебиты источников. Азотные термы широко распространены в областях молодого горообразования с блоковой тектоникой. Это могут быть и древние кристаллические массивы, и складчатые области, и области молодого орогенеза (Барабанов, Дислер, 1969). Месторождения азотных вод имеют характер трещинно-жильных водонапорных систем.

В Исландии воды этого типа распространены по всей площади дочетвертичных платобазальтов. Они образуют месторождения в районе Рейкьявика.

На Камчатке проявления азотных терм закономерно расположены на периферии долгоживущих магматических центров и в грабеновых структурах Восточной вулканической зоны и Срединного хребта, вне участков проявления современного вулканизма, а также в других районах миоцено-плиоценового вулканизма (полуострова восточного побережья).

Наиболее распространено представление о формировании терм азотного типа путем нагрева инфильтрационных вод, проникающих на достаточную глубину за счет регионального кондуктивного теплопотока. Однако изотопные соотношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в азотных термах Исландии свидетельствуют об участии в нагреве этих вод глубинных теплоносителей (Кононов, Мамырин и др., 1974). Исследователи азотных терм Камчатки (Манухин, Ворожейкина, 1976) склоняются к мнению о конвективном привносе глубинного тепла в водонапорные системы азотных вод.

**Углекислые термы** являются, пожалуй, самым распространенным типом термальных вод за пределами областей современного вулканизма. Они отличаются очень большой газонасыщенностью и проявляются только вблизи явных или скрытых интрузий постпалеогенового возраста. Углекислота имеет магматическое или термометаморфическое происхождение (Овчинников, 1963).

В вулканических районах Исландии и Камчатки  $\text{CO}_2$ -термы не занимают какого-либо определенного положения среди остальных геохимических зон. В Исландии они отмечены только на п-ове Снейфелснесс (Лизухольд и др.), на Камчатке — в Налачевской котловине. При разведке этих месторождений скважины вскрыли на глубине 200–300 м соответственно риолиты и гранодиориты.

На Камчатке геотермальные районы и вулканические центры размещены в зонах одних и тех же глубинных разломов (см. рис. 1, I, II; рис. 2, I, II, III). Можно полагать (Кутыев, Кутыева, 1975; Кутыев, 1976), что эти зоны являются и зонами дренирования глубинных газов, при подъеме к дневной поверхности смешиваются с метаморфогенными газами, обогащаясь главным образом  $\text{CO}_2$  и парами воды.

Качественный состав газов глубинных зон литосферы на уровнях генерации базальтовых магм характеризуют и образцы "реальных магматических" газов современных извержений. Несмотря на несомненную зараженность воздухом, они содержат в значительных количествах водород и сероводород (Tazieff, 1966; Меняйлов и др., 1976; и др.).

Вулканы можно рассматривать и как природные сверхглубокие скважины, доставляющие на поверхность образцы пород с глубин, недоступных прямым методам исследования — ксенолиты базальтовых лав. Ксенолиты могут представлять собой обломки приповерхностных пород (таких подавляющее большинство) или же быть самыми глубинными породами уровня нижней коры и верхней мантии. Среди большого числа ксенолитов из базальтоидов Курило-Камчатской провинции можно выделить две группы: а) ксенолиты гнейсогранитов, сланцев, вулканитов, известняков и прочих пород, аналоги которых встречены на дневной поверхности и б) ксенолиты базит-гипербазитового состава, аналоги которых на Камчатке неизвестны (или неизвестны нигде). Вторая группа ксенолитов характеризуется набором минеральных парагенезисов, который мог возникнуть только в  $P$ - $T$ -условиях, отвечающих глубинам от 20 до 130 км (Мак-Грегор, 1968; В.С. Соболев, 1973; Лутц, 1973; Перчук, 1974; и др.) (таблица).

Состав газов мантийных, ниже- и верхнекоровых пород,  $P$ - $T$ -условия и минеральные парагенезисы

Зона литосферы	Минеральный парагенезис	$T$ , °C	$P$ , кбар	Глубина, км	Газовый состав включений
Верхняя кора	Кварц, амфибол, плагиоклаз, биотит, алмадин	Менее 900	0–8	0–2	$\text{CO}_2$ , $\text{O}_2$ , $(\text{H}_2\text{S})$
Нижняя кора	Магнетит, анортит, гиперстен, диоксид, хризолит, ильменит, пиррльспиты	900–1450	8–14	20–40	$\text{N}_2$ ( $\text{CO}_2$ , $\text{H}_2\text{S}$ )
Верхняя мантия	Форстерит, энстатит, пикотит, пироп, хромдиоксид	Более 1500	Более 14	Более 40	$\text{H}_2$ ( $\text{N}_2$ , $\text{H}_2\text{S}$ , $\text{CO}$ )

Наиболее глубинные породы представлены барофильными ассоциациями диопсида, граната (пирропа), форстерита. Выше залегают породы группы шпинелевых перидотитов, далее пироксениты, которые на уровне Мохо сменяются амфиболовыми (лампроболитовыми) ассоциациями (Кутыев, 1976). Нижняя кора представлена существенно габброидными ассоциациями (см. таблицу). Изучено около 1500 образцов глубинных ксенолитов, что позволило составить представление о вещественном составе, плотности и состоянии пород глубинных зон литосферы под Камчаткой. Особый интерес представляют так называемые каркасные или пористые ксенолиты (Кутыев, Кутыева, 1975). Они имеют базит-гипербазитовый состав и состоят из жесткого каркаса сросшихся углами, ребрами и гранями кристаллов оливина, диопсида, анортита и др.; межзерновые пространства остаются полыми и сообщаются между собой. Порода представляет собой пористый проницаемый субстрат, поперечник пор достигает первых миллиметров. В некоторых образцах поры протягиваются через монокристаллы оливина, анортита или диопсида, не меняя общего направления. Грани кристаллов имеют следы газового травления, а стекла на стенках микропор имеют почти мономинеральный состав — оливиновый, диопсидовый, анортитовый. На стенках пор обнаружены также германит и троилит — минералы, образующиеся в исключительно восстановительных условиях. Эти факты свидетельствуют о том, что в верхней мантии возможна фильтрация восстановительного высокотемпературного флюида.

Температуры гомогенизации микровключений в минералах ксенолитов дают интервал температур минеральных превращений от  $1300 \pm 20^\circ\text{C}$  для базитов нижней коры до  $1500^\circ\text{C}$  для мантийных гипербазитов (Кутыев, 1976; Бакуменко и др., 1975).

Мигрируя через породы верхней мантии и нижней коры, флюиды оставляют в них следы в виде микровключений, чему способствуют перекристаллизация пород или их частичное плавление. Проанализировав газы микровключений, можно получить соответственно представление о составе фильтрующегося флюида и его эволюции с глубиной. Для мантийных ксенолитов в составе газов доминирует водород (более 70%) с примесью азота и редких газов, в то время как в нижнекоровых ксенолитах главная часть газов представлена азотом, который составляет 80–99% общего объема летучих, остальная часть —  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и редкие газы. Таким образом, для двух уровней литосферы — нижней коры и верхней мантии — характерны соответственно азотная и водородная газовые среды. Для пород верхней коры газы представлены  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$  и меньше  $\text{H}_2\text{S}$ .

Сопоставляя газовый состав гидротерм различных типов и газов пород, залегающих на различных глубинах, можно отметить общую тенденцию в изменении их состава от водородного к азотному. Для терм такое изменение происходит по латерали от участков максимальной проницаемости коры (от оси рифта, от глубинного разлома или терминала вулcano-магматического центра). Для газов глубинных ксенолитов такая же зональность отмечается по вертикали.

Совокупность этих факторов позволяет предположить, что газовый состав терм обусловлен глубиной, с которой эти газы поступают, т.е. глубиной заложения дренирующих разломов (ср. рис. 3 и таблицу).

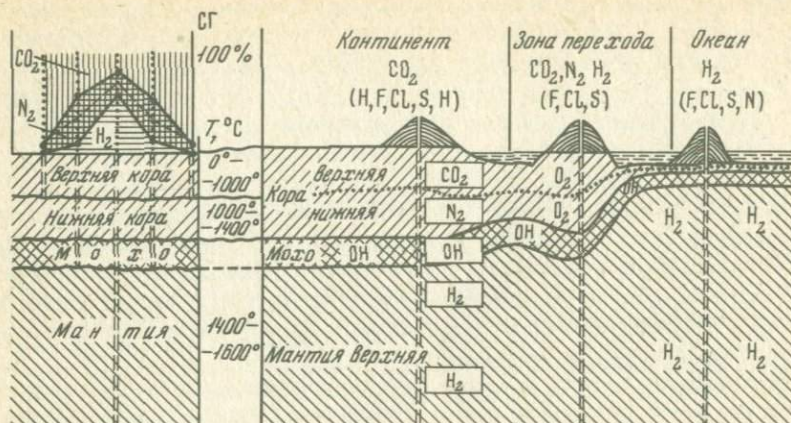


Рис. 3. Схема газовой зональности глубинных уровней литосферы различных геоструктурных зон (левая часть схемы иллюстрирует степень проницаемости флюида вкрест зоны глубинного разлома и соотношение газовой составляющей в термах)

Таким образом, области флюидного питания наиболее высокотемпературных водородных гидротерм лежат в верхней мантии, азотных — в нижней коре, углекислых — в верхней коре. Смешанный газовый состав гидротерм мантийного питания предопределен транскоровым характером глубинных разломов. С этих позиций газовый состав терм может служить индикатором глубины заложения термовыводящих разломов.

Поперечное сечение зоны глубинного разлома может быть представлено схемой (см. рис. 3), в которой центральные осевые части разлома наиболее проницаемы по сравнению с периферическими. Учитывая, что глубинные разломы развиваются из глубины (Субботин, Наумчик, Рахимова, 1968), и исходя из факта существования терм с неглубинным газовым составом в районах древнего вулканизма, следует предположить, что и "запечатывание" таких разломов начинается снизу.

В свете изложенных представлений можно построить схему трансформации потока глубинного вещества по мере восходящего движения к верхнекоровым горизонтам.

Поскольку глубинные разломы уходят своими корнями в мантию (Белоусов, 1975), поднимающиеся по ним интрателлурические потоки вещества, находящегося в атомарном состоянии (Кузнецов, Изох, 1969), имеют, по-видимому, существенно водородный состав и, следовательно, обладают в несколько раз большей теплоемкостью, чем надкритический водный флюид<sup>1</sup>. Они создают в верхней мантии — нижней коре тепловые аномалии, чему способствуют экзотермические реакции типа синтеза воды. Наиболее глубинным уровнем существования гидроксильной воды можно считать границу Мохо, вблизи которой впервые появляются гидроксилсодержащие породы (флогопитовые эклогиты, лампроболититы).

<sup>1</sup> Не исключена возможность подъема флюида с этих глубин в составе базальтовых магм и его последующее выделение при застывании интрузий или вулканических извержениях.

Таким образом, где-то на уровне *M*-раздела флюид становится водным, т.е. появляются инициальные гидротермы. По мере подъема и изменения *P-T*-условий и геохимической среды трансформация флюида продолжается. В процессе термометаморфизма, достигающего до селективного плавления, высвобождаются содержащиеся в породах (биотитах, амфиболах и др.) вода и газы, характерные для терм корового флюидного питания ( $N_2$ ,  $CO_2$ ,  $HCl$ ,  $HF$  и др.). Возникающие при этом очаги палингенных магм служат своеобразным температурным буфером: поступающее в них тепло расходует не на повышение температуры, а на увеличение объема очага за счет плавления вмещающих пород. Флюид здесь перестает быть чисто ювенильным, так как плавлению прежде всего подвергаются водосодержащие минералы и породы, насыщенные водой, которая может иметь и поверхностное происхождение.

Тепловые параметры отделяющегося в апикальных частях очагов уже магматического флюида должны отвечать *P-T*-условиям существования расплава на данной глубине. Обогащаясь по пути мобилизованными водами и минеральными компонентами, флюид продолжает восходящее движение вплоть до контакта с водонапорными системами инфильтрационных вод.

Предложенная схема не противоречит данным натурных наблюдений и дает возможность ответить на некоторые спорные вопросы гидрогеотермии. В частности, объясняет низкое содержание или отсутствие глубинных изотопов в составе современных терм.

#### Л и т е р а т у р а

- Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В кн.: Современный вулканизм, Труды 2-го Всесоюз. вулканол. сов. М.: Наука, 1969, с. 118—128.
- Арнарссон С., Кононов В.И., Поляк Б.Г. Общие черты и геохимические особенности гидротерм Исландии. — Геохимия, 1974, № 12, с. 1747—1763.
- Бакуменко И.Т., Шугурова Н.А., Кутыев Ф.Ш. Условия формирования анортит-содержащих ксенолитов Ильинского и Желтовского вулканов. — В кн.: Термобарогеохимия, Новосибирск, 1975, с. 48—56.
- Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975, с. 3—262.
- Василевский М.М., Вакин Е.А., Кутыев Ф.Ш., Пономарев В.В., Рудич К.Н. Принципы геодинамического соответствия возраста и глубинности в вулканических, плутонических, метаморфических и рудообразующих процессах. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 51—59.
- Велинский В.В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования. — Геология и геофизика, 1970, № 1, с. 10—21.
- Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, 174 с.
- Гидрогеология СССР, Т. XXIX, М.: Недра, 1972, с. 7—364.
- Иванов В.В. О происхождении и классификации современных гидротерм. — Геохимия, 1960, № 5, с. 443—450.
- Иванов В.В. Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма. — Труды Лабор. вулканол., 1961, вып. 19, с. 53—67.
- Кононев В.И., Поляк Б.Г. Гидрохимическая зональность Исландии как отражение его геологического строения. — Докл. АН, 1974, т. 214, № 1, с. 172—175.
- Кононов В.И., Мамырин Б.А., Поляк Б.Г., Хабарин А.В. Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии. — Докл. АН, 1974, т. 217, № 1, с. 172—178.
- Кузнецов Ю.А., Издх Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков

- тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969, т. 1, с. 9—20.
- Кутыев Ф.Ш.* Петрология базит-гипербазитовых включений из основных лав Курило-Камчатской провинции. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1976, с. 31.
- Кутыев Ф.Ш., Кутыева Г.В.* Пористые базит-гипербазитовые включения в лавах Курило-Камчатской провинции. — Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 4, с. 912—913.
- Краускопф К.Б.* Содержание тяжелых металлов в магматическом паре при 600°C. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. М.: ИЛ, 1960, вып. 1, с. 230.
- Лутц Б.Г.* Верхняя мантия Земли и формирование коры континентов. — Вестн. АН СССР, 1973, № 10, с. 28—36.
- Мак-Грегор.* Реакция энстатит + шпинель = форстерит + пироп. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 283—284.
- Манухин Ю.Ф., Ворожейкина Л.А.* Гидрогеология Паратунской гидротермальной системы и условия ее формирования. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 143—173.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Гусева Р.В., Шапарь В.Н.* Результаты отбора и анализа вулканических газов на Толбачинском Трещинном извержении. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 440—442.
- Овчинников А.М.* Минеральные воды. М.: Недра, 1963, с. 191—193.
- Парк Ч.Ф., Мак-Доримид Р.А.* Рудные месторождения. М.: Мир, 1966, 545 с.
- Перчук Л.Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1974, 318 с.
- Соболев В.С.* Стрoение верхней мантии и способы образования магм: Чтения им. Вернадского. М.: Наука, 1973, 26 с.
- Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова Н.Ш.* Мантия Земли и тектоногенез. Киев: Наукова думка, 1968, 174 с.
- Судовиков Н.Г.* Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964, 550 с.
- Торваринссон С.* Срединная зона Исландии. — В кн.: Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970, с. 233—272.
- Уайт Д.Е.* Термальные воды вулканического происхождения. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 78—100.
- Уайт Д.Е., Андерсон Е.Т., Груббе Д.Е.* О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизующихся породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии. М.: Мир, 1965, с. 167—172.
- Эллис А.Дж.* Химия некоторых исследованных гидротермальных систем. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: 1970, с. 272—298.
- Arnarsson B., Theodorsson P. et al.* Hengill a high temperature geothermal area in Iceland. — Bull. Volcanol., 1968, vol. 33, p. 1747—1763.
- Sigvaldasson G., Guellar G.* Geochemistry of Ahuacha pan thermal area. El Salvador, Central America. 1970, p. 795—805.
- Tazieff H.* Etat der connaissances sur le volcano Niragongo (Republique démocratique du Congo). — Bull. Soc. géol. de France. 1966, vol. 7(8), p. 176—200.
- Termier P.* Sur la genèse des terrains cristallophylliens. — C.R. XI Congrès Geol. Internat. Stockholm. Paris: Sorbonna, 1912. 180 p.
- Thorarinsson S.* Some problems of volcanism in Iceland. — Geol. Rundschau, 1967, vol. 57.
- Vakin E., Polak B., Sugrobov V., Erlikh E., Belousov V., Pilipenko G.* Recent hydrothermal system of Kamchatka. — U.N. Symp. Development Utilisation Geothermal Resources, Pisa, Italy, 1970, vol. 2, part 2, p. 1116—1133.