

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р

В.А.ИЛЬИН

ЭНЕРГЕТИКА  
СОВРЕМЕННЫХ  
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ  
СИСТЕМ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ГЕОТЕРМИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ  
Геологический институт

В.А.ИЛЬИН

ЭНЕРГЕТИКА  
СОВРЕМЕННЫХ  
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ  
СИСТЕМ

4034



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"  
Москва 1983



Ильин В.А. Энергетика современных гидротермальных систем. М.: Наука, 1983.

В книге рассмотрены основы энергетики современных гидротермальных систем, связанных с восходящим движением глубинных газоводных теплоносителей. Показано, что в результате изменения вмещающих пород в гидротермальном процессе поглощается определенное количество энергии. Составлена схема гидротермального процесса, являющаяся, по существу, генетической с учетом энергетики. Сам гидротермальный процесс рассматривается как определенная стадия развития активизированной мобильної области, при этом не обязательна генетическая связь с магматизмом и верхней мантией. Выведена эмпирическая зависимость интенсивности теплового питания корней гидротермальных систем от возраста. Показано место гидротермального процесса в структуре доступных изучению геологических процессов.

Для геологов, гидрогеологов, геотермиков, геохимиков, вулканологов.

Табл. 8, ил. 44, библиогр. 152 назв.

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
А.В. ЩЕРБАКОВ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В нашей стране и за рубежом за последние годы накоплен огромный материал о геологической деятельности гидротермальных систем в районах современной, недавней и прошлой вулканической активности. По этой проблеме опубликовано несколько работ [Набоко, 1963; Зеленов, 1972 и др.]. Все они посвящены гидротермальному метаморфизму пород и рудообразованию в вулканических областях, тогда как энергетика гидротермального процесса и ее роль в преобразовании минерального вещества горных пород остаются вне поля зрения. Применяемые до настоящего времени в исследованиях литосферы методы, практически не учитывающие энергетические потенциалы и химическую кинетику, не позволяют объяснить многие явления и процессы, протекающие в глубинах Земли. Нет и достаточно строгого научного обоснования причинности разрядки потенциальной химической энергии, проявляющейся в различных этажах земной коры и мантии.

В данной монографии обсуждается ряд актуальных вопросов энергетики и динамики современных гидротермальных систем. По фактическим данным, характеризующим стадию гидротермальных процессов, проводится сравнительный анализ зональности измененных пород под воздействием газоводных растворов и дается энергетическая оценка процесса. Имеющиеся материалы показывают, что термопроявления в очагах разгрузки современных газоводных теплоносителей исключительно разнообразны — это паровые струи, кипящие и пузырящие источники, гейзеры, грязевые котлы, горячие и теплые озерки, участки прогретого грунта. Выносимое при этом в атмосферу тепло-непроизводная величина фонового кондуктивного потока, но природа его окончательно еще неясна. Большинство исследователей связывают формирование современных гидротермальных систем с восходящим движением флюидов, которые генерируются в нижних частях земной коры или в верхней мантии. Вместе с тем можно утверждать, что генерация тепла возможна также непосредственно в очагах разгрузки гидротермальных систем в результате происходящих там геологических процессов.

Количественная оценка энергетического эффекта геохимических процессов необходима для составления теплового баланса современных гидротермальных систем и уточнения их роли в геоэнергетическом режиме. Для объективности и достоверности такой оценки требуется учет конкретных физико-химических и термодинамических условий в очагах разгрузки и недрах гидротермальных систем. Все эти данные были получены автором при комплексном изучении природных объектов, которые включали натурные полевые наблюдения, физико-химический эксперимент, лабораторные изучения твердой и жидкой фаз, термодинамический анализ. Полевые, лабораторные и экспериментальные методы преследовали цель анализа параметров состояния систем, которые далее использовались для описания природных процессов уравнениями реакций. Последнее позволило оценить термодинамические потенциалы каждого процесса в отдельности и всей гидротермальной системы в целом.

В основу работы положены полученные автором результаты полевого

изучения современных гидротермальных систем Курило-Камчатской вулканической дуги, экспериментального моделирования некоторых процессов и термодинамических расчетов. Использованы также материалы других исследователей по аналогичным объектам, а также по областям недавней и прошлой гидротермальной активности. На основании критического анализа указанных данных построена обобщенная модель зональности вмещающих гидротермальную систему измененных пород и предполагаемой закономерности смены процессов на глубину.

К этому следует добавить, что под гидротермальным изменением автором понимается закономерно сменяющиеся в пространстве и времени ассоциации минералов, возникающие в процессе тепло-массопереноса. В отличие от терминов "гидротермальный метаморфизм" [Набоко, 1963] и "гидротермальный метасоматоз" [Трухин, Петрова, 1976], которые как будто должны указывать на конкретный механизм образования минералов, В.А. Ильин имеет в виду метасоматоз в классическом его понимании, а также кристаллизацию минералов (синтез) из гидротермальных растворов, требующую соответственно перемещения химических компонентов посредством их выщелачивания из вмещающих пород. Кроме того, он допускает привнос вещества и энергии из глубинных частей современных гидротермальных систем, а формирование зональности измененных пород целиком объясняет сменой физико-химических и термодинамических параметров. Современная гидротермальная система открыта и неравновесна, и только самые глубинные ее части можно, видимо, рассматривать как относительно закрытую и равновесную систему. Однако применение законов равновесной термодинамики оправдано открытым и обоснованным Д.С. Коржинским [1962] принципом локальных равновесий. По данным Ю.В. Казицына [1979], гидротермальный процесс относится к регрессивной стадии метасоматоза, для которой характерна мобилизационная природа рудного и петрогенного вещества. Однако В.А. Ильин считает, что гидротермальные растворы не всегда генетически связаны с магмой, больше того, подавляющая часть воды в них явно атмосферного происхождения, хотя не исключена возможность участия газовой составляющей гидротермометаморфического (мобилизованные воды) и подкорового (возрожденные и ювенильные воды) происхождения.

Важность составленной генетической схемы гидротермального процесса, на наш взгляд, заключается в том, что автор в своих построениях ставит вопрос о планетарном соотношении энергетики важнейших геологических процессов. Эта проблема ставится не как самоцель, а в плане соотношения экзогенных (внешних) и эндогенных (внутренних) источников энергии, т.е. ведущего фактора развития Земли

В настоящее время вопросам о роли газовой составляющей водных растворов и об их геологическом возрасте надо уделять особое внимание при изучении энергетики и геохимии современных гидротермальных систем.

А. Щербаков

## ВВЕДЕНИЕ

Накопившийся к настоящему времени аналитический материал о природных объектах Курило-Камчатского региона, а также применение к его изучению практически нового метода "гидрогеохимических геотермометров" дают новые важные факты, необходимые для оценки роли геохимических процессов в энергетическом балансе современных гидротермальных систем. И хотя ни взгляды автора [Ильин, 1977а, б], ни общепринятое мнение о природе гидротермальных систем существенно не изменились, тем не менее ученых новых данных необходим для приведения данной работы в соответствие с современным уровнем знаний.

Насколько нам известно, за истекший период не появилось новых обзорных работ, которые бы комплексно учитывали энергетику идущих в недрах и на поверхности гидротермальных систем процессов. Однако появились работы, свидетельствующие о неослабевающем внимании исследователей к отдельным процессам. В частности, проведенные совместно с Институтом микробиологии АН СССР исследования позволили установить существенную роль в областях разгрузки гидротерм биохимических процессов.

Таким образом, к геохимическим и физическим процессам прибавились еще и биохимические. Очевидно, это только усложняет, но ни в коей мере не умаляет актуальность поставленной автором задачи. С другой стороны, вероятно, пришло время предпринять попытку оценить место гидротермальных систем в энергетическом балансе Земли.

Имеющиеся в настоящее время работы по энергетике геологических процессов, как правило, страдают одним и тем же недостатком — отсутствием комплексности исследований, на что недавно указано в работе П.П. Тимофеева, А.В. Щербакова, В.А. Ильина [1981]. Отсутствие комплексности в ранних исследованиях — есть результат трудности установления контактов между специалистами разных направлений, поскольку наука развивается в настоящее время по пути разветвления и возникновения новых наук на стыке смежных областей знаний. К ним относятся механохимия, биофизика, биохимия и др.

Тем не менее уже в работах П.П. Тимофеева и А.В. Щербакова [1978, 1979] был поднят вопрос о комплексном взаимодействии наук при изучении энергетики геологических процессов. Теперь уже ясно, что эта проблема не может быть решена без учета взаимосвязи экзогенных (энергия солнечного излучения) и эндогенных (внутреннее тепло Земли) факторов. Эта связь может быть как прямой, так и косвенной. Порой мы непосредственно такой связи не обнаруживаем и тогда выявляется преимущество комплексного подхода, позволяющего установить косвенную связь. Так или иначе на определенном этапе исследований взаимосвязь обнаруживается, иногда это дело времени из-за отсутствия необходимых сведений. Надо полагать, что постановка вопроса об изучении проблемы энергетики геологических процессов (энергетики Земли) своевременна.

Можно ошибиться в оценке порядка величины энергии тех или иных процессов, но исследования в этом направлении позволят выявить структуру энергетического баланса, что может быть даже более важно на данном этапе. В настоящей работе сведены результаты термогидрогеохимических

исследований последних 10 лет, а в заключительном разделе сделана попытка оценить место современных гидротермальных систем в структуре энергетического баланса геологических процессов.

Понимая всю сложность обсуждаемой проблемы, автор ни в коей мере не претендует на окончательное ее решение и рассматривает свой труд как одно из приближений и даже как постановку общей задачи об энергетике Земли. В то же время автор надеется, что затронутые здесь проблемы и предлагаемые методы их решения привлекут внимание специалистов из смежных областей знаний и, в частности, биохимиков, чьи работы могли бы внести существенные коррективы в энергетику современных гидротермальных систем. Дело в том, что направленность процессов в живой и неживой природе в энергетическом отношении прямо противоположна: в первой — процессы идут в сторону уменьшения свободной энергии и увеличения энтропии, вторые, наоборот, — "питаются" энтропией и производят свободную энергию. В гидротермальных системах обнаружены организмы, живущие в средах, температура которых достигает точки кипения растворов. Было бы интересно оценить их энергетический потенциал и сравнить с таковым для гидротермальных систем. Представляется, что живые организмы появляются на определенном этапе развития гидротермальной системы, для которого характерен определенный уровень энергии. Вероятно, наличие организмов (их разнообразие и масса), их жизнедеятельность прямо или косвенно связаны с этим уровнем свободной энергии, поддерживают и регулируют его.

Автор выражает самую искреннюю признательность доктору геологоминералогических наук А.В. Щербакову, взявшему на себя труд научного редактирования рукописи, а также Б.И. Олейнику, чья техническая помощь способствовала экспериментальному моделированию гидротермального процесса.

## ГЛАВА ПЕРВАЯ

### ГИДРОФИЗИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ГЕОЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ РОЛЬ ГИДРОСФЕРЫ

#### ОБЗОР НЕКОТОРЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕОТЕРМИЧЕСКОЙ РОЛИ ГИДРОСФЕРЫ

Исследования последних лет свидетельствуют о широком участии гидросферы в различных геохимических процессах. В настоящее время очевидна принципиально различная роль ее в тепловом балансе стабильных и активных структур земной коры. Кроме того, в областях разгрузки современных гидротермальных систем наблюдается процесс изменения пород под их воздействием, что, несомненно, накладывает определенный отпечаток на динамику формирования геотермического режима и должно учитываться при составлении энергетического баланса таких районов.

**Роль подземной гидросферы в энергетическом режиме.** Первая попытка составления геоэнергетического баланса принадлежит П.Н. Кропоткину [1948]. К настоящему времени разработана общая схема энергетического баланса Земли [Поляк и др., 1972], где выделены (рис. 1) первичные источники, за счет которых генерируется внутреннее тепло Земли. Важнейшим из них считается радиоактивный распад, далее анализируются промежуточные и конечные стадии трансформации энергии. На конечных стадиях внутреннее тепло Земли необратимо теряется. Кондуктивный вынос тепла из мантии рассматривается как основной механизм теплопотерь. При сравнении приходных и расходных статей внутриземной энергии авторы приходят к выводу об избытке ее поступления, оцененном в  $1,5-3,0 \times 10^{28}$  эрг/год. В связи с этим предполагается либо существование мощного энергоемкого процесса, либо недооценка выноса тепла при магматических процессах. Допускается также возможность переоценки роли радиоактивного распада. Геохимические процессы в этой схеме отнесены к промежуточным стадиям трансформации внутриземной энергии. Б.Г. Поляком с соавторами [Поляк и др., 1972] дана оценка энергетического эффекта процессов зоны гипергенеза и регионального метаморфизма, оценка же энергетики процессов гидротермального изменения пород посвящена основная часть данной работы.

Первым этапом изучения энергетики гидротермального процесса послужила разработка общих представлений о гидрофизической зональности [Ильин, 1972]. Основанием для таких построений послужили сведения об изменении теплового поля в различных геотектонических структурах [Смирнов, 1966], представления о льдоподобной структуре воды [Самойлов, 1957; Смит, 1968], о геохимической деятельности вод, подземном стоке [Макаренко, Зверев, 1970], о перераспределении тепла водами [Огиньви, 1956, 1973; Макаренко и др., 1972]. Итоги работы над схемой гидрофизической зональности позволили нам в дальнейшем перейти к решению и более частных проблем, как-то: оценка свойств воды в термодинамических условиях современных гидротермальных систем, оценка энергетического эффекта фазовых переходов растворов и изменения пород под воздействием термальных вод и др.

**Схема глобальной гидрофизической зональности.** Она дает представление о масштабах подвижных вод земной коры, их тепловом потенциале и

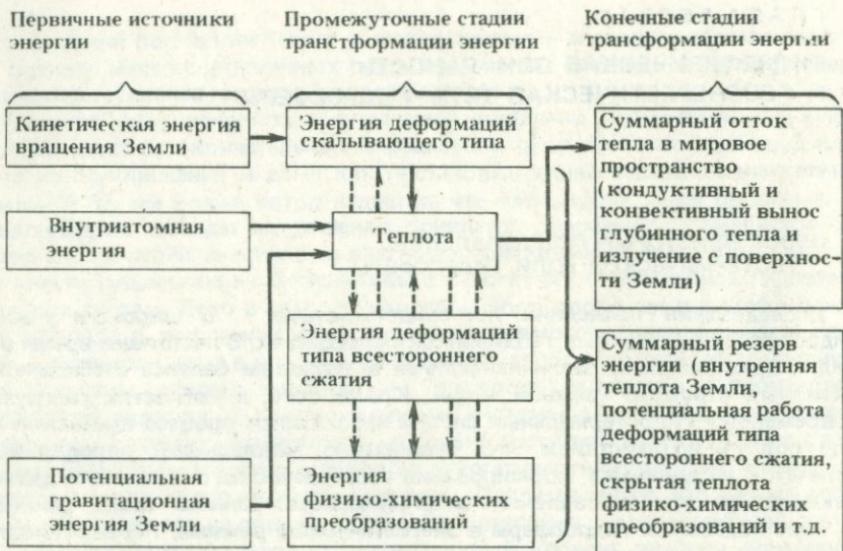


Рис. 1. Схема энергетического баланса Земли [Поляк, Кропоткин, Макаренко, 1972]

свойствах в различной гидродинамической обстановке. Нами выделено 5 гидрофизических зон, отличающихся структурой воды и ее свойствами (рис. 2).

I. Зона преимущественно твердых вод (не имеет регионального распространения); ограниченная геоизотермами фазового перехода "вода-лед" при существующих в земной коре температурах, давлениях и минерализации природных растворов. Из-за низкого химического потенциала льда рассматривается как своеобразный экран на пути геохимического перераспределения элементов.

II. Зона "жидких структурированных" вод, включающая гидродинамические подзоны активного, затрудненного и векового водообмена. В пределах зоны в зависимости от энергии связи воды с поверхностью вмещающих пород физически и физико-химически связанные воды закономерно мобилизуются в подвижное состояние. Эта зона рассматривается как мощный фактор тепломассопереноса.

III. Зона уплотненного флюида, заключенная между геоизотермами 450–700°C. В пределах зоны, характеризующейся исключительно диффузионным водообменом, разрываются все водородные связи и в подвижное состояние переходит большая часть химически связанных вод, которые участвуют в метаморфическом преобразовании пород, катализируя идущие здесь реакции.

IV. Зона мономерных молекул воды, ограниченная геоизотермами 700–1100°C. В пределах зоны все типы связанных вод переходят в подвижное состояние и выступают как участники реакций, в результате которых элементы приобретают летучесть (гидриды, двойные хлориды, комплексные соединения и др.).

V (а, б). Зона диссоциированных вод, в пределах которой воды полностью термически разлагаются. В соответствии с моделью строения земной коры [Ронов, Ярошевский, 1967] масса вод, заключенных в ней (табл. 1), составляет  $0,86 \cdot 10^{24}$  г, из них только  $0,48 \cdot 10^{24}$  г относится к подвижным.

Таблица 1

Масса ( $n \cdot 10^{23}$  г) и теплосодержание ( $n \cdot 10^{25}$  кал) гидросферы земной коры

Оболочка	Тип земной коры						Температура, °С	Теплосодержание, кал
	океанический	субконтинентальный	геосинклинали	Плиты	Щиты	Итого		
Осадочная	1,420 0,310	0,570 0,135	0,400 0,256	0,263 0,126		2,653 0,827	270	7,20
Гранитная		0,180 0,250	0,286 0,410	0,410 0,586	0,183 0,284	1,059 1,530	470	5,00
Базальтовая	0,420 0,340	0,150 0,220	0,085 0,282	0,300 0,410	0,122 0,178	1,077 1,430	550	5,95
Сумма	1,840 0,650	0,900 0,605	0,771 0,948	0,973 1,122	0,305 0,462	4,789 3,787		18,15

Приимечании. В числителе — свободные и физические связанные воды, в знаменателе — химически связанные и дисперсные воды.

Теплосодержание подсчитано только для физически связанных и свободных вод.

Следует иметь в виду, что с глубиной скорость перемещения вод убывает, но, вероятно, отчасти это компенсируется уменьшением вязкости воды и появлением новых каналов миграции — микропор и трещин, образовавшихся при переходе связанных вод в подвижное состояние и за счет неодинакового термического расширения минералов. Тем не менее свободное перемещение вод в верхних горизонтах земной коры с глубиной сменяется диффузионным, т.е. большая часть вод из указанного резерва перемещается довольно медленно. В пределах активных структур воды мобилизуются в подвижное состояние на меньшем интервале глубин, чем в стабильных. Это создает благоприятные условия для восходящей миграции флюида и конвективного теплообмена поверхности с глубинами.

Отсюда очевидна принципиально различная роль гидросферы и в формировании геотермического режима активных и стабильных структур. Если в стабильных структурах (платформы, щиты) движение вод гидросферы способствует только перераспределению тепла от области разгрузки, то ослабленные зоны и глубинные разломы активных структур часто обеспечивают непосредственную связь с глубокими недрами, вынося их тепло на поверхность.

Учитывая распределение температуры по глубине в различных структурах земной коры (см. рис. 2), тепловой потенциал свободных (подвижных) вод ее равен  $1,8 \cdot 10^6$  кал (см. табл. 1). Как уже указывалось, наиболее благоприятные условия для перехода вод в подвижное состояние существуют в активных структурах, и особенно в районах новейшего вулканизма. Следовательно, в этих районах большая часть тепла, аккумулированного водами в глубоких частях земной коры, должна ими выноситься. Это доказывается и анализом соотношения свободных и химически связанных вод, который показывает, что оно убывает от океанической коры к коре континентального типа. Видимо, дополнительный вынос тепла в активных структурах можно допустить как разгрузку флюидов при смешении их с поверхностными водами, вынос через вулканические аппараты

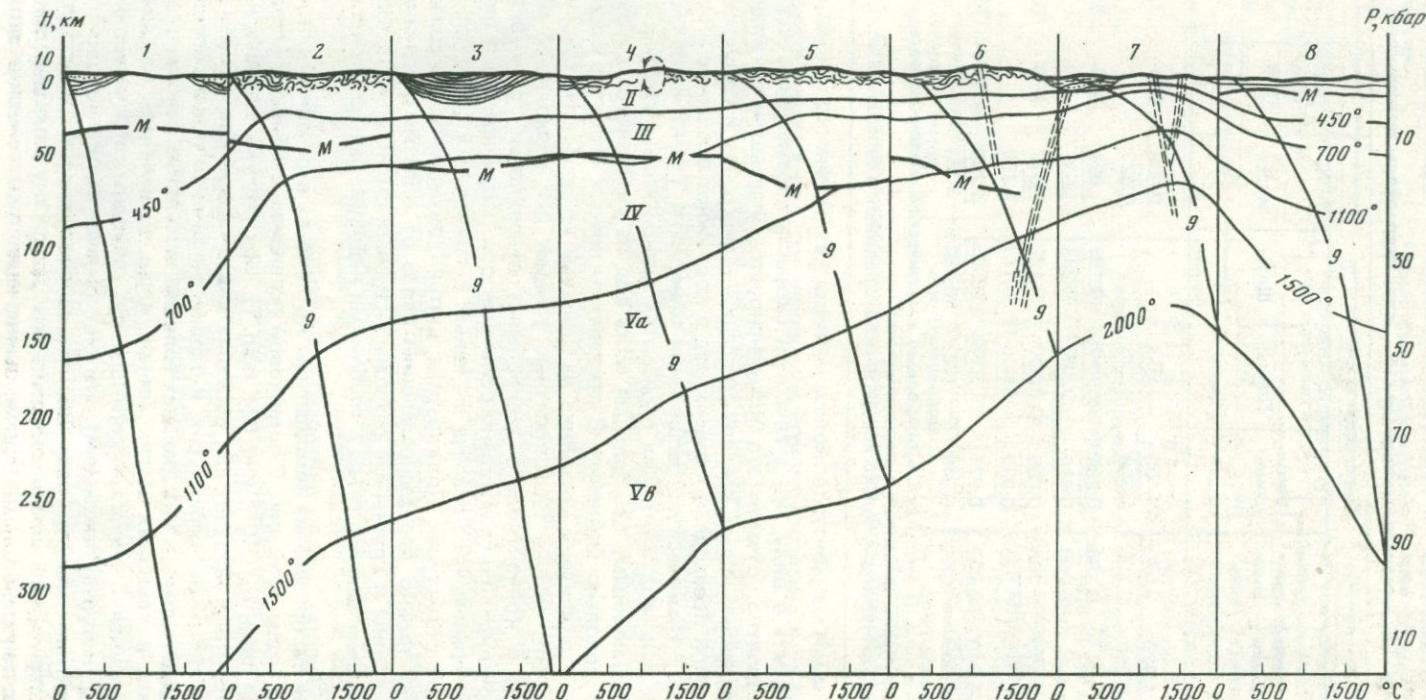


Рис. 2. Схема гидрофизической зональности

1 – докембрийские щиты и платформы; 2 – палеозойские складчатые зоны; 3 – мезозойские краевые прогибы; 4 – мезозойские складчатые зоны; 5 – кайнозойские миогеосинклинали; 6 – кайнозойские эвгеосинклинали; 7 – островные дуги; 8 – океанические плиты; 9 – геотермобары [Смирнов, 1968]; I–V (а, в) – гидрофизические зоны; 10 – тектонические разрывы,  $M$  – поверхность Мохоровичича

и другие формы конвективного теплообмена с глубинами. Такой механизм поддерживания активности гидротермальных систем допускается многими исследователями [Аверьев, 1962; Elder, 1964].

В общей схеме геоэнергетического баланса в глобальном масштабе гидросфера отводится незначительная роль. Однако представляется, что приводимая оценка неполная и неокончательная, поскольку в настоящее время нет оценки энергетических эффектов участия воды в процессах физического и физико-химического выветривания, круговоротах, в переносе растворенного и взвешенного вещества, аккумуляции солнечного тепла. Не оценен тепловой эффект трения при миграции вод в коллекторах, а также энергетические эффекты при биохимических процессах. Произведенные расчеты [Тимофеев и др., 1981] свидетельствуют о том, что существующие представления об энергетической роли гидросферы должны во многом измениться, хотя бы для границы "атмосфера — поверхность Земли".

Таким образом, следует признать, что в настоящее время у нас появляется возможность оценить энергетическую роль гидросферы в глобальном масштабе. Разработанная схема гидрофизической зональности дает представление о потенциальном резерве энергии ее в подвижных водах, принимающих непосредственное участие в различных геологических и биологических процессах, оценка энергетики которых — дело ближайшего будущего.

#### КЛАССИФИКАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ ПО ТЕМПЕРАТУРЕ И ГЕОСТРУКТУРНЫМ ПРИЗНАКАМ

Вулканизм и гидротермальная деятельность приурочены к активным структурам Земли. В то время как вулканизм — явление катастрофическое и кратковременное, гидротермальная деятельность — процесс длительный, занимающий промежутки времени от нескольких тысяч до десятков и сотен тысяч лет. По энергетическим характеристикам они сопоставимы.

Большинство современных гидротермальных систем приурочено к областям новейшего вулканизма. Первые сведения о них в СССР связаны с именами Б.И. Пийпа, В.В. Иванова, С.И. Набоко, В.В. Аверьева и др. Данные по геологии, гидрохимии, минералогии и тепловому режиму, полученные этими авторами, вполне согласуются с результатами исследований аналогичных объектов за рубежом.

Согласно представлениям В.В. Аверьева [1963—1965], современные гидротермальные системы представляют специфические гидродинамические системы, возникающие в земной коре при внедрении в водоносные горизонты магмы или надкритического водного флюида.

К настоящему времени Е.А. Вакин, Б.Г. Поляк, В.М. Сугробов и др. [1971] суммировали имеющиеся сведения о гидротермальных системах Камчатки и отметили наиболее важные особенности их строения. Наиболее высокотемпературные (мезотермальные) системы Камчатки приурочены к кольцевым вулканотектоническим депрессиям и кальдерам, наложенным на грабен-синклинали. Формирование этих структур авторы связывают с мощной вспышкой кислого вулканизма, проявившейся в выбросах пирокластики и внедрении экструзивных тел. Гидротермальная активность характеризуется выходами пара, кипящих источников, гейзеров, контролируемых разломами, обрамляющими эти структуры, или секущими зонами повышенной трещиноватости. Максимальная зафиксированная температура в недрах таких систем равна 390°C (Солтон-Си, Калифорния, США) и 250°C (Паужетская система, СССР).

Низкотемпературные (эпитермальные) системы на Камчатке приурочены к узким линейным грабенам, наложенным на горст-антиклинали, или развиваются в осевых частях грабен-синклиналей. Проявления кислого вулканизма отмечаются лишь в сопредельных районах при их отсутствии в самих структурах. В недрах таких систем температура достигает 150° С. Если судить по анализам растворов, в недрах гидротермальных систем преобладают воды, содержащие натриевые и натриево-кальциевые хлориды. Образование и сохранению скоплений вод в гидротермальных системах способствует наличие тектонических и литологических экранов. Последние, как правило, развиваются в верхних частях описанных структур, что придает им гидрогеологически закрытый характер.

Геотермический режим характеризуется интенсивным нарастанием температур в верхних частях систем, сложенных слабо проникаемыми породами. Градиент температуры здесь достигает 50–70° С/100 м. В обводненных породах градиент резко уменьшается. Во всех известных высокотемпературных системах наблюдается реализация условий вскипания гидротерм. Уровень вскипания лежит на глубинах от нескольких десятков сантиметров до сотен метров.

Специфическая особенность всех изученных систем – широкое развитие пород, измененных в гидротермальном процессе.

Роль воды в областях новейшего вулканизма, как уже указывалось, отлична от таковой в стабильных структурах. При рассмотрении выноса тепла водами современных систем обращает на себя внимание высокая "интенсивность теплового питания", которая не может обеспечиваться региональным тепловым потоком. По данным Б.Г. Поляка [1966], кондуктивный теплопоток Восточной вулканической зоны Камчатки равен 2 мккал/(см<sup>2</sup> · с). Если бы тепло, выносимое водами этой зоны, формировалось за счет такого потока, то наблюдавшиеся в природе площади развития гидротермальных систем, согласно расчетам, пришлось бы увеличить примерно в 30 раз. Отсюда возникает проблема источника тепла, способного обеспечить наблюдаемые теплопотери.

В.В. Аверьев [1966] указал, что интенсивность выноса тепла термальными водами на участках их формирования составляет величину порядка 50–25 мккал/(см<sup>2</sup> · с), что значительно выше средних кондуктивных теплопотерь Земли, равных 1,2 мккал/(см<sup>2</sup> · с). Этот факт заставляет предполагать возможность подпитывания гидротермальных систем либо за счет глубинного флюида, либо за счет теплогенерирующих геологических процессов, идущих в недрах систем.

Ф.А. Макаренко, Б.Г. Поляком, В.М. Сугробовым [1972] пересмотрены данные Д. Уайта [White, 1965], характеризующие вынос тепла гидротермами мира ( $2,7 \cdot 10^9$  кал/с). Учитывая данные выноса тепла водами с температурой менее 100° С по Курило-Камчатскому региону и распространявшихся на аналогичные области мира, они пришли к величине  $3,84 \cdot 10^9$  кал/с. Хотя вынос тепла гидротермами Мира и значительно меньше средних кондуктивных теплопотерь Земли ( $6,2 \cdot 10^{12}$  кал/с), все же, как указывают авторы, в тепловом балансе областей активного вулканизма доля его значительна. Так, для Восточной вулканической зоны Камчатки вынос составляет 0,6, для Исландии – 1,0, а для Северного острова Новой Зеландии – 1,1 мккал/(см<sup>2</sup> · с).

Перераспределение тепла гидротермальными водами также существенно влияет на формирование геотермического режима [Ильин, 1974]. Миграция флюида к области разгрузки приводит и к привносу им тепла. Есть принципиальное различие и в генезисе перераспределляемого тепла в стабильных и активных областях. В последних привнос тепла восходящим

флюидом или магмой — результат мощных глубинных (подкоровых) процессов. Следует отметить, что фазовые переходы растворов — также один из механизмов трансформации и перераспределения глубинной энергии [Ильин, Олейник, 1973]. Переход воды в пар (поглощение энергии) способствует более быстрому переносу заключенной в нем тепловой энергии в верхние горизонты — зону конденсации (отдача энергии). Это отражается и на геотермическом режиме — резкое увеличение градиента температуры в зоне конденсации пара и слабое — в зоне кипения.

Интенсивность фазовых переходов приводится далее на конкретных примерах.

Таким образом, тепло, выносимое гидротермами вулканических областей, — это не производная фонового кондуктивного теплопотока. Хотя оно составляет незначительную долю от общих теплопотерь Земли, тем не менее в геотермическом режиме активных областей вынос и перераспределение водами глубинного тепла играет существенную роль.

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД В РАЙОНАХ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА

Наименее энергетически изучены геохимические процессы в областях разгрузки современных гидротерм. Известные по литературным источникам сведения дают в основном представление о масштабах выноса вещества водами вулканических областей и о характере преобразования вмещающих их пород.

В.И. Кононов [1965] показал, что гидротермами Долины Гейзеров (Камчатка) ежегодно на дневную поверхность выносится 14 857,3 т вещества, в том числе хлора 5431 т, серы 2431 т, углерода 2055 т, натрия 3808 т и кремния 845,7 т. Следовательно, за время существования гидротермальной системы (10 000 лет) ее водами вынесено около 148 млн. т вещества, что соответствует растворению около 55 млн. м<sup>3</sup> породы. К.К. Зеленов [1972], анализируя перемещение алюминия и железа в потоке, рассчитал, что р. Юрьева на о. Парамушир выносит их ежесуточно 65 т, а р. Банипутих на о. Ява — 70 т. Автор считает, что в некоторых случаях такой вынос может быть механизмом концентрации вещества при образовании месторождений полезных ископаемых.

Ш. Ивао [1965], изучая кремнистые и алуниловые месторождения района на Угусу (Япония), установил, что за время изменения пород в гидротермальном процессе вынесено 315 млн. т вещества, причем в глинистых породах вынос был наиболее интенсивный (294 млн. т), в то время как в кремнистых и алуниловых породах его интенсивность примерно одинакова (12 и 11 млн. т соответственно).

В настоящее время энергетический эффект процесса выноса вещества оценить довольно сложно, но нет сомнения в том, что это один из механизмов трансформации и перераспределения внутриземного тепла.

Один из важнейших в энергетическом отношении геохимических процессов — это процесс гидратации-дегидратации минералов. Гидротермальное преобразование пород на кремнисто-алуниловом месторождении Угусу, по данным Ш. Ивао [1965], сопровождалось привносом и переходом в связанное состояние 63 млн. т воды. Этот процесс должен сопровождаться генерацией тепла и подробно будет охарактеризован далее.

Другой важный процесс — девитрификация стекловатых пород. А. Дж. Эллис [1965] показал, что нормальная теплота девитрификации и последующего изменения стекловатого игнимбрита или пемзы вулканической зоны Таупо (Новая Зеландия) должна составлять около 75 кал/г,

при этом каждый кубический километр породы должен выделять тепло, достаточное для поддержания природного источника тепла на такой площади как Вайракей (Новая Зеландия) в течение 100 лет. В.П. Зверевым [1971, 1972] показана возможность генерации тепла вследствие метасоматического изменения плагиоклазов (52,4 кал/г) в гидротермальном процессе.

Рассматривая динамику выноса тепла современными гидротермальными системами, необходимо отметить, что большая часть его отдается приповерхностными частями систем, здесь же наблюдается и наиболее интенсивное изменение пород. Можно считать, что именно в верхних частях гидротермальных систем должны идти процессы, генерирующие тепло. Кроме указанных процессов (девитрификации и метасоматоза пород), к таким процессам относятся кристаллизация минералов из растворов, смешение глубинного флюида высокой минерализации с поверхностными водами (гидролиз), растворение газов, отделяющихся от магмы, окисление их в приповерхностных условиях, комплексообразование, конденсация летучих в слабопроницаемых породах и др.

К сожалению, в настоящее время мы не можем достаточно надежно оценить энергетический эффект большинства из этих процессов либо из-за отсутствия термодинамических данных, либо из-за неопределенности хода процесса. Так, рассматривая кристаллизацию минералов из раствора, мы знаем только конечное состояние: нет данных о составе и минерализации глубинного раствора перед смешением с поверхностными водами. Этот пробел мы также попытались восполнить в данной работе. Оценивая гидролиз, мы сталкиваемся с отсутствием термодинамических данных для высоких температур, то же относится и к процессам комплексообразования.

Приведем пример. Процесс растворения газов соляной кислоты, (490 кал/г), плавиковой – (723 кал/г), углекислого (97 кал/г), водорода (135 кал/г), аммиака (73 кал/г), считающихся магматическими, характеризуется при стандартных условиях высоким экзотермическим эффектом. Однако мы не можем оценить его величину при высоких (порядка 700°С) температурах из-за отсутствия надежных данных.

При сравнении имеющихся (хотя и неполных) данных об энергетическом эффекте указанных процессов, представляется, что ведущими среди них в суммарном выражении окажутся все же процессы гидротермального изменения пород, особенно в близповерхностных условиях. Вместе с тем мы не можем отрицать энергетического вклада других, рассмотренных ранее процессов, оценка роли которых в данной работе не приводится по указанным причинам.

Нами исследованы высокотемпературные гидротермальные системы Курило-Камчатского региона (Паужетско-Камбальный, Большой Банный и Узон-Гейзерный на Камчатке, вулкан Менделеева на о. Кунашир). Приводятся сведения об аналогичных зарубежных объектах, а также о минералогической зональности измененных пород областей недавней и древней активности. Привлечение такого рода сведений вызвано необходимостью экстраполяции характера минералогических изменений пород на глубину.

## МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД

Методы исследования гидротермального изменения пород целиком обусловлены необходимостью получения данных, применяемых в дальнейшем для характеристики процесса с количественной стороны. Нами использовались четыре группы методов: расчетные, экспериментальное моделирование природных процессов, аналитические и полевые.

Расчетные методы дают возможность оценить энергетику различных реакций при гидротермальном преобразовании пород. При этом расчет тепловых эффектов ведется как для стандартных условий, так и при условии повышенных температур.

Экспериментальный метод применяется для установления степени соответствия полученных материалов природным ассоциациям и расчету скоростей реакций.

Аналитические стационарные определения заключаются в исследовании минералогического и химического состава измененных пород, их теплопроводности, а также химического состава вод, поровых растворов и конденсатов пара.

К полевым методам относятся геологические методы выявления термодинамической и геохимической обстановки минералообразования (термометрия, Eh—pH-метрия); геотермические — непосредственные измерения и расчеты кондуктивного и конвективного тепловых потоков, измерение коэффициента теплопроводности пород, метод гидрохимических геотермометров и диаграмм смешения.

Данные, полученные полевыми и аналитическими методами, служат основой для других групп методов.

### МЕТОДЫ АНАЛИЗА ПОЛЕВЫХ И АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектом исследования были участки наиболее измененных пород в областях разгрузки гидротерм. В результате исследований необходимо было выяснить масштабы гидротермально измененных пород, геологических, геохимических и термодинамических условий минералообразования.

**Общепринятые геологические методы.** Эти методы применялись для установления и оценки объемов измененных пород в областях разгрузки гидротерм с отбором образцов на минералогический анализ.

**Бурение мелких скважин.** Скважины бурили для отбора образцов и последующего минералогического анализа с отжатием поровых растворов и термометрии вдоль стволов. Все это необходимо для термодинамических расчетов и определения величины кондуктивного теплового потока по градиентам температур и коэффициенту теплопроводности отобранных образцов, которые парафинировались в месте отбора (емкость с парафином помещалась на выход паровой струи).

**Отбор проб воды.** Пробы воды отбирались двумя способами: а) из грифонов гейзеров и из пульсирующих источников (объем пробы в зависимости от количества определяемых элементов составлял 250–1000 мл), б) из ячейки для измерения параметров Eh—pH (отводящая трубка ячейки опускалась в емкость для сбора пробы, и раствор пропускался через нее в течение 15–20 мин). Таким способом отбирались пробы на спектральный анализ.

**Потенциометрия.** Потенциометрия растворов проводилась платиновым и стеклянным электродами в комплекте с переносным потенциометром ППМ-3 М. Величины Eh—pH свободно разгружающихся растворов замерялись в ячейке, изготовленной из фторопласта. Конструкция ячейки позволяет избавиться от влияния внешней среды.

Потенциометрию поровых растворов проводили путем отжатия поровых растворов и замерами величин Ph—Eh прямо на месте отбора образца. Электрод помещался в специальную капсулу из фторопласта с продольными прорезями. Внутрь капсулы помещался целлофан, в зазор между ним и электродом заливалась дистиллированная вода. Замеры делались после двух-трех суток при температуре 50° С и двух суток при более высокой температуре.

**Потенциометрия диализных растворов.** При использовании этого метода диализные ячейки закапывались на глубину от 20 до 70 см и выставлялись трое суток до установления равновесия. На месте делались замеры величин Eh—pH. Раствор извлекался и консервировался для проведения химических анализов в стационарных условиях.

**Термометрия.** Термометрия проводилась по квадратной сетке через 10 м на глубинах 5, 50 и 75 см, что позволяет рассчитать градиенты температур. Замеры производились стандартными термометрами сопротивления типа ТСП-5071 в комплекте с мостом сопротивления типа МО-63. При расчетах температур учитывалась поправка (0,0365 см/м) на сопротивление соединительных проводов.

**Замеры тепловых потоков.** Замеры тепловых потоков осуществлялись датчиками конструкции Ин-та технической теплофизики (ИТТФ) АН УССР, предоставленными нам О.А. Геращенко. Принцип их действия основан на возникновении термо-электродвижущей силы вследствие перепада температур на плоскостях датчика.

Датчик представляет собой диск диаметром 50—70 мм и толщиной 5 мм, в который вмонтированы 3000—7000 последовательно соединенных медно-константановых термопар. Датчики работают в комплекте с компенсирующим потенциометром или с потенциометром и гальванометром. Показания приборов по калибровочным таблицам пересчитывались на единицы теплового потока ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ;  $\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ). Точность измерения с потенциометром до 0,5 мВ. Впоследствии датчики были модернизированы, а чувствительность их увеличилась на порядок.

Используя различные комбинации датчиков, а также датчиков с вспомогательным оборудованием, можно выяснить: 1) значение кондуктивного теплового потока, 2) направление и величину вектора теплового потока; 3) изменение направления и величины вектора теплового потока с глубиной, а также величину энергии фазовых переходов растворов в слое между датчиками; 4) динамику выноса тепла на поверхность при рассредоточенном парении.

Чем сложнее комбинации датчиков, тем больше задач можно решить одновременно. При работах следует учитывать инерцию самих датчиков, глубину влияния инсоляционного потока, возможные нарушения теплового поля при установке датчиков. Экспериментально установлено, что при низких тепловых потоках (10—20 мккал/см · с) время выставивания датчиков не менее 4—5 ч, минимальная глубина установки датчиков 30 см, что позволило свести к минимуму влияние инсоляционного потока. Как показали исследования Р.Г. Фишера и Г.Б. Даусона [Fisher, Dawson, 1964], суточные колебания температуры почвы в Вайракее на этой глубине (от максимума до минимума) были менее 1°. Поскольку наши измерения велись чаще всего днем, то амплитуда колебаний была еще меньше, а

Рис. 3. Схема установки тепломеров

1 — тепломеры; 2 — выводы контактов тепломеров; I<sup>a</sup>, II<sup>a</sup>; I<sup>b</sup>, II<sup>b</sup> — варианты установки тепломеров; h<sub>I</sub>, h<sub>II</sub> — глубины установки датчиков (-30 и -100 см соответственно); пунктиром изображена стенка шурфа

в областях непосредственной разгрузки гидротерм не проявлялась вообще.

Кондуктивный тепловой поток измерялся одним датчиком. Для этой цели выбиралась ровная площадка с пластичным грунтом вдали от выходов фумарольных струй, источников, "парящих земель" и других признаков гидротермальной активности, т.е. область преимущественно кондуктивного выноса тепла. Датчик задвигался горизонтально в стенку шурфа, как показано на рис. 2, II, а. Затем шурфик зарывали и почву над ним слегка утрамбовывали.

Величину и вектор теплового потока измеряли двумя датчиками, установленными перпендикулярно, как показано на рис. 3 (I<sup>a</sup>, б). Нами такие измерения велись на активных площадях. Сущность метода состоит в том, что датчики, установленные таким образом, фиксируют величины горизонтальной и вертикальной составляющих потока. Геометрическое решение прямоугольного треугольника дает возможность определить как величину вектора теплового потока, так и его направление.

Примеры такого рода расчетов, сделанных по наблюдениям в Долине Гейзеров и кальдере Узон (Камчатка), приведены на рис. 4. По рис. 4 видно, что величина вектора не зависит от его наклона. Отсчеты снимались нами через 15 мин, что позволяло следить за динамикой теплового потока. Энергия фазовых переходов в слое между датчиками вычислялась путем вычитания из разности тепловых потоков верхних ( $q_v$ ) и нижних датчиков ( $q_h$ ) кондуктивного теплового потока ( $q_\lambda$ ). Для этого перед снятием датчиков замерялась температура на уровне их установки, а из слоя между ними отбирался и парафинировался образец для лабораторного изучения коэффициента теплопроводности ( $\lambda$ ); кондуктивный поток вычислялся как произведение градиента температуры на коэффициент теплопроводности. При этом могут наблюдаться три варианта:

1)  $q_h - q_v > 0$ , что обычно свидетельствует о поглощении тепла в слое вследствие парообразования, тогда

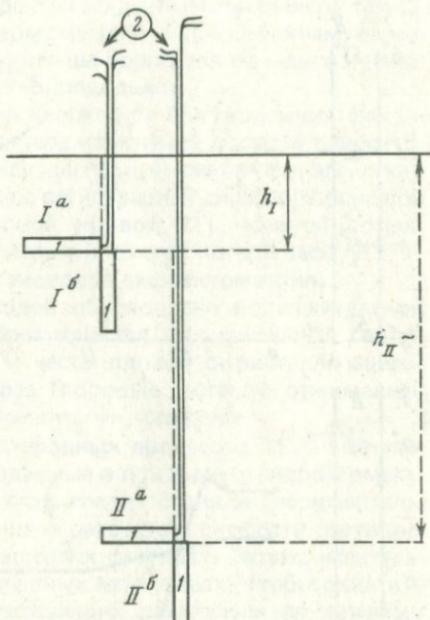
$$q_{\text{фаз.пер}} = q_h - q_v - q_\lambda;$$

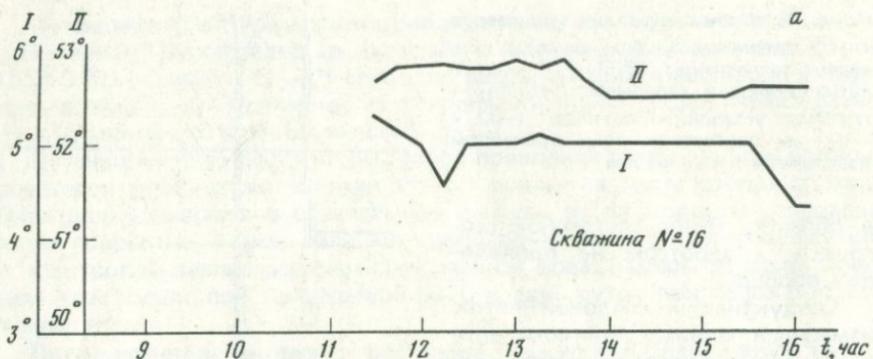
2)  $q_h - q_v < 0$ , что свидетельствует о конденсации пара,

$$q_{\text{фаз.пер}} = q_h - q_v + q_\lambda;$$

3)  $q_h - q_v = 0$  проверяется сразу же, нами не встречен, типичен вдали от активных площадок.

Поскольку с помощью "конуса Авертьева" на месте экспериментально определена интенсивность фазовых переходов, то путем деления этой





Скважина №16

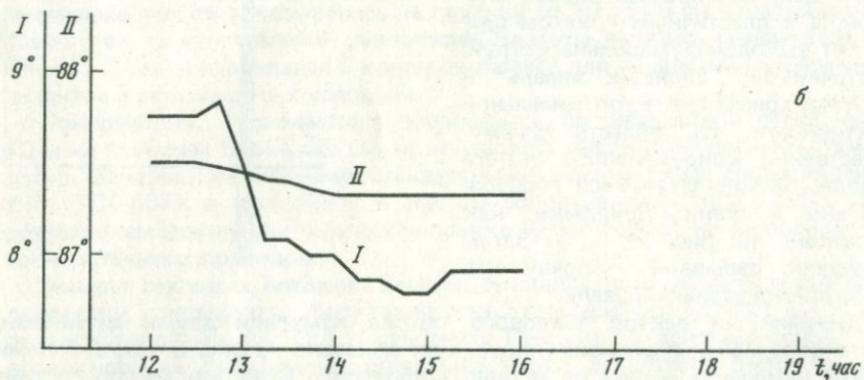


Рис. 4. Изменение вектора угла наклона теплового потока к вертикали из активных площадок

I — углы наклона по нижнему датчику; II — то же по верхнему. Датчики: а — горизонтальные, б — вертикальные

величины на величину скрытой теплоты фазовых переходов воды при данной температуре ( $Q_f$ ) можно оценить удельное количество конденсата. Динамика выноса тепла при рассредоточенном парении может изучаться с привлечением дополнительного оборудования. Для этого необходимо измерение модуля парения.

**Модуль парения.** Модуль парения определяется с помощью конуса Аверьева, представляющего собой цилиндр с коническим дном, который устанавливается на ровной площадке над шурфом и заполняется водой или снегом. Конденсирующий пар стекает в емкость. Зная площадь цилиндра  $S$ , массу конденсата  $m$  и время  $t$ , в течение которого происходит конденсация, рассчитываем модуль парения. Умножим его на скрытую теплоту парообразования  $q$ , и получим удельное тепло конденсации:

$$Q = Mq, \text{ кал}/\text{м}^2 \cdot \text{с}.$$

За время замера это средняя величина выноса тепла. По кривой изменения теплового потока в верхних датчиках находим среднюю за этот отрезок времени величину и из нее вычитаем кондуктивный поток  $q_\lambda$  и  $Q$ . При этом получим  $q_h - q_v - Q = q'$ . Величина  $q'$  характеризует тепло конденсации в слое между верхними датчиками и поверхностью. Будем считать ее постоянной, тогда преобразуем выражение к виду  $q'_h - q'_v = Q'$ , по которому можно определить теплоту рассредоточенного парения  $Q'$  в любой момент времени.

Кондуктивный тепловой поток измеряется по данным градиентов температуры, вычисленных при площадной термометрии, и по скважинам, из которых отбирались и парафинировались образцы пород для полевого и лабораторного изучения коэффициента их теплопроводности.

**Минералогический анализ.** Этот метод необходим для получения фактических данных об интенсивности и характере изменения пород в гидротермальном процессе. При этом применялись методы: а) световая и электронная микроскопия, б) термографиметрия с регистрацией дифференциальной кривой нагревания (ДТА), температурной кривой (Т), кривой потери веса (ТГ) и ее производной дифференциальной кривой потери веса (ДТГ), в) инфракрасная микроскопия, г) рентгеновская дифрактометрия.

Применение такого комплекса методов обусловлено исключительной трудностью диагностики минералов, образующихся в современных гидротермальных системах, их молодостью и часто плохой окристаллизацией. Химический анализ твердой и жидкой фаз (поровые растворы отжимались в полевых условиях) проводился общепринятыми методами<sup>1</sup>.

**Экспериментальное моделирование природных процессов.** Цель исследований — получить в эксперименте наблюдаемые в природных гидротермальных системах минералы, установить степень соответствия экспериментальных и природных условий их образования и рассчитать скорости растворения пород и минералообразования в различных системах. Экспериментальные исследования проводились в лабораторных автоклавах. Чтобы охватить наибольшую гамму процессов, соответствующих различным по химизму природным растворам, было изучено 3 системы: 1) вулканогенные породы — водно-щелочной раствор; 2) вулканогенные породы — водные растворы кислот; 3) вулканогенные породы — дистиллированная вода.

Скорость растворения пород изучена еще недостаточно, но эти данные необходимы для поставленной нами конечной цели, поэтому мы рассчитали ее и сравнили с известными опытами по растворению полевых шпатов в водно-щелочных растворах [Орвилл, 1963]. Равновесие в этих экспериментах наступало через 3—4 суток, т.е. коэффициент скорости реакции  $3 \cdot 10^6$  1/с с точностью до одного порядка. В пересчете на минерализацию растворов скорость будет равна  $10^{-9} - 10^{-10}$  г/(см<sup>3</sup> · с).

Условия и методика проведенных нами экспериментов подробно описаны в работах В.А. Ильина [1977а], Н.А. Козырина, В.А. Ильина, А.И. Балабанова [1977].

**Обсуждение результатов экспериментов.** В кислых растворах HCl и H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> вулканическое стекло кислого состава оказывается практически нерастворимым. Это особенно хорошо подтверждается результатами опытов с образцами обсидиана в виде крупных обломков. Анализы содержания окислов в растворах показывают, что в них преобладают щелочи и глиноzem. В этих опытах в раствор переходят щелочные окислы. В случае кислых и нейтральных растворов мы имеем реакцию гидролиза. В результате гидролитического замещения  $\text{Me}^+ \geq \text{H}^+$  стекло обогащается водородом ( $\text{H}^+$ ), а раствор — ионами Na, K ( $\text{Me}^+$ ). Обогащение раствора щелочами увеличивает его растворяющую способность по отношению к SiO<sub>2</sub>. Как показали опыты, повышение температуры усиливает гидролиз и в результате концентрация окислов после опыта в растворе возрастает. Во всех опытах с кислыми растворами растворение было инконгруэнтным.

В опытах со щелочными растворами в отличие от кислых растворение осложняется минералообразованием. В результате опытов образуются

<sup>1</sup> Автор выражает свою глубокую признательность за помощь в проведении анализов Э.С. Залманзон, Н.В. Ренгартен, Ю.Д. Копыриной.

существенно кремнешелочные растворы, концентрация окислов в них определяется температурой, содержанием щелочи в исходном растворе и продолжительностью взаимодействия. Растворение обсидиана в щелочных растворах также инконгруэнтное.

Таким образом, в кислых и нейтральных растворах кислые стекла наиболее устойчивы, что подтверждается и природными наблюдениями. Присутствие в этих растворах щелочей или солей приводит к увеличению растворимости пород. Вынос из стекол щелочей, глинозема, щелочноземельных окислов и железа способствует накоплению в них кремнезема. Эти результаты в какой-то степени помогают понять механизм образования кварцитов (опалитов). Щелочные растворы, вынося в значительной степени кремнезем и привнося некоторое количество воды, способствуют накоплению глинозема в породе. Минералообразование в них приводит к отложению водных алюмосиликатов и глинистых минералов. Повышение температуры опытов и их продолжительности увеличивает растворимость стекла во всех использованных растворах.

Анализ поведения отдельных окислов в растворах показывает, что их содержание зависит от многих причин, в частности от температуры, кислотности-щелочности, концентрации и времени взаимодействия.

Как уже говорилось, в кислых растворах и воде наиболее растворимы и интенсивно выносятся из стекла Na, K и Al. Содержания Na и K сопоставимы. Увеличение в растворе щелочей ведет к изменению соотношения  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  в сторону его увеличения. Исходя из этого, образование кварцитов и опалитов за счет кислых вулканогенных пород путем выщелачивания можно объяснить действием проточных кислых растворов.

Изменение pH растворов вполне объяснимо: при реакциях нейтральных растворов с кислыми породами их pH уменьшается, с основными породами увеличивается. Таким же образом можно объяснить эволюцию pH для щелочных и кислых растворов при различной основности контактирующих с ними пород.

Этот установленный экспериментально факт весьма важен при интерпретации эволюции кислотности-щелочности природных растворов. Н.И. Хитаров [1957], изучая процессы взаимодействия гранита с водой, также установил, что образующиеся растворы имеют кремне-натриевый состав. Растворимость кремнезема значительно увеличивается при введении в раствор ионов щелочных металлов.

На преобладание в растворе кремния над глиноземом при взаимодействии воды с осадочными породами указывают И.Г. Киссин, С.М. Пахомов [1965], с полевыми шпатами — А.А. Попов [1962], Н.И. Хитаров, Г.Р. Колонин [1962], К.М. Феодотьев [1962], с роговой обманкой — Э.Э. Сендеров [1962], с вулканогенными породами и стеклами — А.Г. Хундадзе и др. [1970].

Указанные исследователи в эксперименте не отмечают минеральных новообразований, хотя в природе при действии воды на породы широко развиты процессы гидролиза, образования глинистых минералов, серицита и др. Наши опыты по взаимодействию пластин гранита с водой однозначно указывают на возможность новоминералообразований в экспериментальных условиях. За первые 10 суток идет растворение кварца и незначительно — полевого шпата. Растворению подвергается слой 1,5–2,0 мм. В 30-суточных опытах изменения наблюдаются в слое мощностью 2,5–3,0 мм, причем в нижней, более высокотемпературной части автоклава образуется серицит, а в верхней — кварц. Полевые шпаты подвергаются пелитизации.

В водно-щелочных растворах обнаружено зональное изменение гранита: в центральной части гранит не изменен (кварц + калиевый полевой шпат +

+ плагиоклаз + биотит); в промежуточной зоне появляется новообразованный альбит, первичные минералы интенсивно растворяются. Наконец, во внешней зоне гранит нацело изменен, отложились новообразования канкринита, нефелина, океанита, аклинита и калий-натриевых водных силикатов.

При взаимодействии обсидиана с водой при повышенных давлениях (до 1500 атм) образуются кварц и альбит. В щелочных растворах при температурах меньше 400°С наблюдаются анальцим и цеолиты, а нефелин и амфиболов преобладают при более высоких температурах. В слабощелочных растворах (0,2 N) образуются хлорит и кварц. Обнаруженные в экспериментах минеральные новообразования отвечают возникающим в природе ассоциациям при аргиллитизации, окварцевании, альбитизации, серицитизации и цеолитизации, что позволяет перейти к расчету скоростей реакций.

Имеющиеся сведения о кинетике реакций чрезвычайно малочисленны, что создает определенные трудности во временной интерпретации фактического материала, особенно геологического, когда процессы делятся нередко миллионы и десятки миллионов лет. Из законов классической термодинамики известно, что тепловая энергия в геологической среде никогда не распределяется между частицами однородно. Доля избыточной энергии по сравнению со средней энергией частиц ( $E$ ) определяется экспоненциальной функцией и равна  $e^{-E/R T}$  (ккал/моль), где  $e$  — основание натурального логарифма,  $T$  — абсолютная температура,  $T^{\circ}\text{K}$ .

В случае реакций между раствором и минералами величина  $E$  равна энергии активации, т.е. энергии, необходимой для прохождения такого рода реакций. Впервые уравнение коэффициента скорости реакции было выведено Аррениусом в виде  $K = \alpha e^{-E/R T}$ , где  $\alpha$  — количество структурных единиц, обладающих достаточной энергией, чтобы вступить в реакцию. Величина ( $\alpha$ ) сильно колеблется от одной реакции к другой. Так, по данным Мюррея и Уайта [Murrey, White, 1955], значения  $\lg \alpha$  при термальной дегидратации глин колеблются от 5,82 до 10,43, т.е. в пределах пяти порядков. Такая неопределенность величины  $\alpha$  и энергии активации  $E$ , а также гетерогенность природных систем позволяют рассматривать уравнение Аррениуса только как оценочное.

Поскольку в наших экспериментах не велось специального определения энергии активации, то при расчете скоростей реакций мы использовали более простую формулу. Известно, что каждая реакция может проходить как в прямом, так и в обратном направлении с соответствующими скоростями:



Положим, что при растворении вещества А в течение времени  $t$  образуется В ионов, тогда скорость прямой реакции

$$-\frac{d[A]}{dt} = K_1 [A] - K_2 [B].$$

При наступлении равновесия

$$\frac{d[A]}{dt} = 0.$$

Если реакция идет в прямом направлении, то скорость ее можно определить в любой момент времени. Введем обозначения:  $x$  — количество

вещества A, прореагировавшее в момент времени  $\tau$ ,  $a$  — начальное количество вещества A; C — концентрация вещества, претерпевающего превращение в момент времени  $\tau$ , тогда

$$-\frac{dC}{d\tau} = Kc \int_{a-x}^a \frac{dc}{c} = \int_0^\tau Kdt.$$

Интегрируя, получаем

$$\ln a - \ln(a-x) = K(\tau-0), \text{ или } \ln \frac{a}{a-x} = K\tau.$$

Такая реакция, согласно данным А. Паттона [1968], называется реакцией первого порядка:

$$K_1 = \frac{1}{\tau} \ln \frac{a}{a-x}.$$

Константа такой реакции зависит только от концентрации одного вещества, которая непрерывно уменьшается. Полагая, что реагирующее вещество находится в избытке, так что его концентрация практически постоянна, нетрудно показать, что и скорость реакции будет постоянна: количество вещества, образующегося в реакции, зависит только от времени взаимодействия:

$$-\frac{dC}{dt} = K_0.$$

Учитывая, что  $C = 1$ , константа скорости реакции (по определению А. Паттон, реакция нулевого порядка) будет равна  $K_0 = xt$ . Это более простое равенство по сравнению с уравнением Аррениуса использовано нами в дальнейших расчетах.

Для расчетов скоростей реакций нами взяты эксперименты, в которых равновесие уже наступило. Взаимодействия "обсидиан — щелочной раствор" характеризуются скоростями реакций при  $100^\circ\text{C}$  в интервале  $10^9$ — $10^{10}$  г/(см<sup>3</sup> · с), только переход в раствор  $\text{K}_2\text{O}$  имеет скорость  $10^{-10}$ — $10^{-11}$  г/(см<sup>3</sup> · с). Повышение температуры до  $300$ — $400^\circ\text{C}$  дает увеличение скорости реакций до  $5 \cdot 10^{-9}$  г/(см<sup>3</sup> · с). При взаимодействии липарита с кислотами в субкритической области воды скорости были того же порядка  $3 \cdot 10^9$  г/(см<sup>3</sup> · с). Минимальной скоростью характеризовался вынос кальция и магния  $3 \cdot 10^{-10}$ — $8 \cdot 10^{-11}$  г/(см<sup>3</sup> · с). Выбор именно этих экспериментов не случаен, поскольку щелочные растворы, как правило, присущи глубинным частям гидротермальных систем, а кислые — характеризуют фумарольные термы и конденсаты паров в зоне аргиллитизации. При взаимодействии кислых растворов с базальтом порядок величин скоростей не меняется ( $5 \cdot 10^{-9}$ ). При взаимодействии гранита с дистиллированной водой в близкокритической области при  $T = 300^\circ\text{C}$  и  $P = 600$  атм скорость реакции была равна  $(0,5\text{--}1) \times 10^{-9}$  г/(см<sup>3</sup> · с): для  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — на 3 порядка меньше. В надкритической области скорость реакции равна  $(3\text{--}4) \cdot 10^{-10}$  г/(см<sup>3</sup> · с), причем чем больше отношение жидкой фазы к твердой, тем больше скорость реакции. Вероятно, последний из установленных в экспериментальных условиях фактов требует обсуждения в связи с возможностью его применения к природным объектам. Этот факт вполне справедлив для закрытой системы, за которую можно принять автоклав, и не всегда отвечает условиям открытой

природной системы. Представляется, что в природной системе скорость взаимодействий будет определяться не только температурой и давлением, но и скоростью миграции раствора. При медленной миграции его и достаточно большом отношении объемов раствора и породы указанное правило применимо, однако при высокой скорости миграции раствора применимость установленного в экспериментах факта требует дополнительных исследований и подтверждений. Таким образом, при прочих равных условиях (реакционная способность раствора, обводненность и др.) следует ожидать, что в слабопроницаемых породах скорости реакций типа "раствор — порода" будут выше, чем в хорошо проницаемых. Это предположение подтверждается наблюдениями на природных объектах, где почти нацело изменены верхние водоупорные слои и в меньшей степени — водопроницаемые.

По результатам экспериментов нами оценена скорость продвижения реакционной каймы. Так, при экспериментах с пластинами гранита в градиентных условиях скорость была равна  $0,96 - 2,3 \cdot 10^{-6}$  г/с, а оценка, приводимая нами далее (глава III) для Паужетского поля термальных вод равна  $6 \cdot 10^{-7}$  см/с. Очевидно, результаты сопоставимы, учитывая, что в экспериментах температуры и давления были гораздо выше. В удельном выражении скорость изменения гранита будет равна  $(2-4) \cdot 10^{-7}$  г/(см<sup>3</sup> · с). Это на несколько порядков выше рассчитанных нами скоростей перехода в раствор подвижных компонентов.

В одной из серий экспериментов наблюдалось осаждение кристаллов гипса. Скорость этого процесса, согласно расчетам, равна  $5,8 \cdot 10^{-6}$  г/с.

Скорость осаждения сульфидов свинца и цинка, рассчитанная И.П. Кузьминой [1961] по экспериментам, в среднем равна  $6 \cdot 10^{-7}$  г/с при 400°С и на порядок выше при 450°С.

Таким образом, сделанная нами оценка скорости реакций растворения силикатных минералов и осаждения новообразованных минералов из раствора сопоставима с другими имеющимися экспериментальными данными и в большинстве случаев заключена в интервале  $10^{-8} - 10^{-10}$  г/(см<sup>3</sup> · с).

Термодинамический анализ явлений гидротермального преобразования пород. В последнее время к геологическим объектам все чаще стали применяться термодинамические методы. Д.С. Коржинский [1962] сформулировал закон, согласно которому метасоматическая порода и поровый раствор представляют в пределах элементарного объема равновесную систему с вполне подвижными компонентами. Изменение состава раствора вызывает соответствующие изменения породы. Принцип мозаичного равновесия может быть применен и к процессам, идущим в современных гидротермальных системах. Согласно этому принципу можно говорить о термодинамическом равновесии в каждом отдельном элементарном участке системы.

Законы равновесной термодинамики позволяют определить направление реакции и вычислить ее тепловой эффект, т.е. подойти к количественной оценке процесса. Энак минус изобарно-изотермического потенциала реакции  $\Delta Z_p^\circ$  означает, что реакция сдвинута вправо.

Нами вычислялись стандартные изобарно-изотермические потенциалы  $\Delta Z_p^\circ$ , которые равны разности потенциалов продуктов реакции  $\Delta Z_2^\circ$  и веществ, вступающих в реакцию  $\Delta Z_1^\circ$ :

$$\Delta Z_p^\circ = \Delta Z_2^\circ - \Delta Z_1^\circ.$$

Тепловой эффект реакции  $\Delta H_p^\circ$  определялся по формуле  $\Delta H_p^\circ = \Delta H_2^\circ - \Delta H_1^\circ$ . Знак плюс при  $\Delta H_p^\circ$  указывает на эндотермичность реакции (поглощение тепла). Тепловой эффект может быть также определен из изо-

барно-изотермического потенциала  $\Delta H_p^\circ = \Delta Z_p^\circ - \Delta S_p^\circ T$ , где  $\Delta S_p^\circ$  – изменение энтропии реакции;  $\Delta S_p^\circ = \Delta S_2^\circ - \Delta S_1^\circ$ ;  $T$  – абсолютная температура.

Гидротермально измененные породы в областях современного вулканизма занимают большие площади. Их изучению посвящен ряд работ отечественных и зарубежных авторов (С.И. Набоко, М.М. Василевский, Г.М. Власов, Н.А. Наковник, Г.А. Карпов, А. Стейнер, Ш. Ивао, Д. Уайт и др.). Всеми авторами отмечается наличие закономерностей вертикальной и горизонтальной зональности в минеральных ассоциациях. Ч. Мейер и Д. Хемли [1970] предложили все процессы метасоматоза разделить на две группы: катионный метасоматоз, когда привносятся и выносятся катионы, и анионный – с перемещением анионов.

Порядок замещения минералов определяется соотношением произведений растворимости их в данной термодинамической и геохимической обстановке. Минерал с меньшей растворимостью всегда замещает минерал с большей растворимостью.

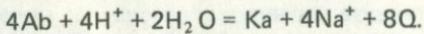
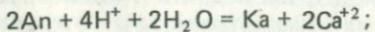
Охарактеризуем реакциями некоторые типичные гидротермальные изменения пород, отмеченные в районах современного вулканизма. Примеры расчета энталпий и изобарно-изотермических потенциалов некоторых из этих реакций будут приведены в конце раздела.

**Катионный метасоматоз.** К этой группе метасоматических процессов относятся аргиллизация, серicitизация, альбитизация, хлоритизация, цеолитизация и пропилитизация. В принципе альбитизация, хлоритизация и цеолитизация могут рассматриваться как единый процесс пропилизации, но в природе каждый из них часто приобретает самостоятельное значение.

Аргиллизация в зависимости от геохимической обстановки характеризуется ассоциацией минералов группы каолинита (каолинизация) или монтмориллонита (монтмориллонитизация), которые возникают за счет замещения плагиоклазов. Обычно присутствуют серицит и кварц, нередко устанавливаются алюнит, пирит, калиевый полевой шпат и аморфные глины. Как правило, этот процесс идет в приповерхностных частях современных гидротермальных систем на глубинах от  $l$  до  $l \cdot 10$  м. Обычно зона каолинитизации сменяется на глубине зоной монтмориллонитизации, если последняя существует, или же каолиниты сменяются пропилитами.

Характеризуя обстановку современного аргиллitoобразования, С.И. Набоко [1963] отмечает, что процесс идет при  $pH = 4 \div 7$ , причем для зон каолинитизации характерно присутствие в растворе сульфат-иона и углекислого газа, для зон монтмориллонитизации – гидрокарбонат-иона и сероводорода. В обоих случаях температура растворов около  $100^\circ\text{C}$ . Исследователи рудных месторождений [Константинов, 1965] отмечают развитие каолинита при температурах  $200 \div 250^\circ\text{C}$ .

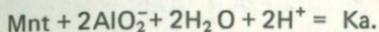
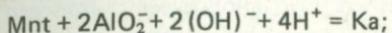
Процесс каолинитизации можно представить следующими реакциями<sup>1</sup>:



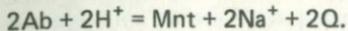
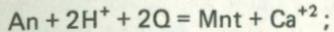
Поскольку обычно резких границ между зонами каолинитизации и монтмориллонитизации в природе не наблюдается, то вероятны и пере-

<sup>1</sup> Здесь в формулах приняты сокращения: An – аортит, Ab – альбит, Ka – каолинит, Mnt – монтмориллонит, Sc – серицит, Hl – хлорит, Ort – ортоклаз, Q – кварц, Gp – гиперстен, Bi – биотит, Lm – ломонит, Anl – анальцим, Gl – гейланцит, Ap – эпидот, Klc – клиноциозит, Lbr – лабрадор, Al – алюнит, Kal – кальцит.

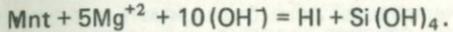
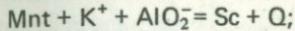
ходные реакции:



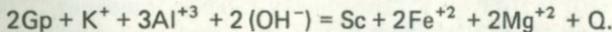
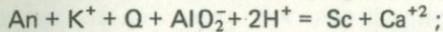
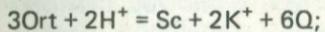
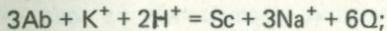
Образование монтмориллонита по плагиоклазу возможно при следующих реакциях:



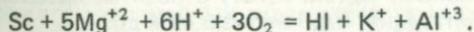
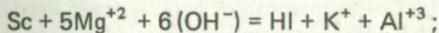
Часто монтмориллонит на глубине замещается серицитом или хлоритом, например в Долине Гейзеров на Камчатке:



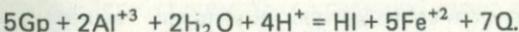
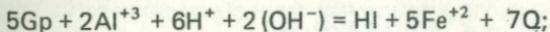
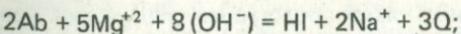
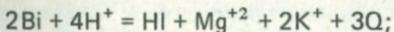
Серцицитизация характеризуется появлением ассоциации серицита с кварцем и нередко пиритом. Развивается серицит чаще всего по плагиоклазу, а иногда и пироксену (парогидротермальное месторождение Горячий Пляж, о. Кунашир). Реакции идут при температуре от 100 до 200° С, pH = 6, в присутствии H<sub>2</sub>S и CO<sub>2</sub>:



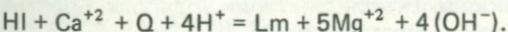
Переходные реакции к нижележащей зоне хлоритизации можно выразить следующими уравнениями:



Хлоритизация характеризуется ассоциацией хлорита с альбитом, серицитом и реже с эпидотом и карбонатами. Иногда присутствует хлоритоид, тальк, амфиболы, пирит и пирротин (рудные месторождения). Метасоматозу чаще всего подвергаются слюды и плагиоклазы:

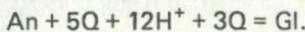
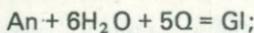
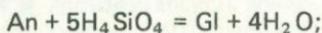
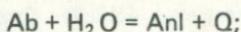
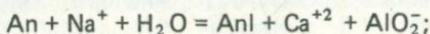
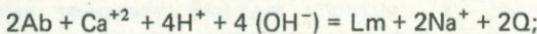
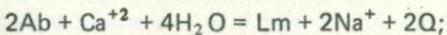
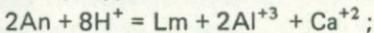


Переходная реакция к зоне цеолитизации выражается уравнением

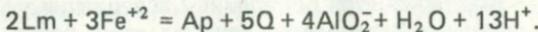


Цеолитизация отмечается в областях разгрузки современных гидротерм и чаще всего происходит вблизи границы их вскипания, характеризуясь ассоциацией цеолитов с хлоритом, серицитом, кварцем. В зонах разгрузки современных гидротерм значительно развиты цеолиты с низким и средним содержанием SiO<sub>2</sub>, образующиеся по плагиоклазу при pH = 5–8

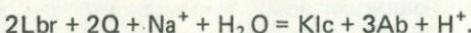
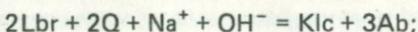
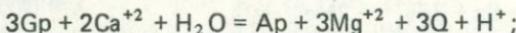
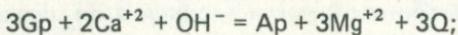
и температуре от 100 до 150°С.



Поскольку в глубинных частях зоны цеолитизации преобладает ломонит, то переходная реакция к нижележащей зоне будет иметь следующий вид:

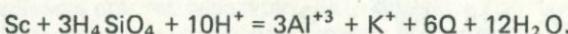


Пропилитизация характеризуется, как правило, ассоциацией минералов цеолитовой, хлоритовой и серицитовой зон. Весьма типичны эпидот, кальцит, иногда цоизит и клиноцоизит. В областях разгрузки современных гидротерм зона пропилитизации — глубинная из вскрытых бурением. Процессы идут при температурах от 70 до 200°С и pH = 6. Укажем лишь некоторые характерные реакции:



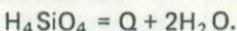
*Анионный метасоматоз.* К катионному метасоматозу относятся процессы окварцевания (опализация), алюнитизация, карбонатизация и др.

Окварцевание широко развито в приповерхностных частях современных систем [Власов, Васильевский, 1959] и древних рудных месторождений [Наковник, 1964, 1965]. Часто наблюдаются полный вынос всех петрогенных элементов из пород и образование на их месте монокварцитов (Срединный Камчатский хребет, вулкан Эбеко и др.). Образование кварцитов, как правило, сопровождается увеличением пористости и происходит при температуре около 100°С, pH = 1–4 в присутствии CO<sub>2</sub>. Процесс окварцевания в зоне серицитизации можно представить следующим уравнением:



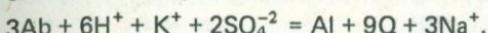
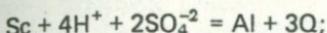
Быстрому прохождению реакции способствуют повышение температуры, высокая концентрация кремнекислоты и присутствие сильных кислот. Особенность окварцевания заключается в том, что осуществляется вынос катионов, но не наблюдается эквивалентной фиксации водорода. Собственно сам процесс — это одна из форм выноса оснований.

Осаждение опалитов (гейзерит) из раствора при соприкосновении с атмосферой и остывании характеризуется реакцией



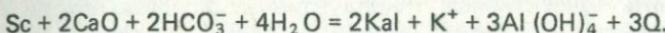
Алюнитизация развита также в приповерхностных условиях (Узон, вулкан Менделеева). Для развития процесса необходимы высокая

активность сульфат-иона,  $\text{pH} = 2$  и температура  $100^\circ\text{C}$ .



В отличие от процессов окварцевания алюнитизации происходит эквивалентная фиксация водорода в структуре минерала и накопление в нем алюминия и калия.

Карбонатизация развивается в зоне пропилитизации, а на рудных месторождениях часто протекает как самостоятельный процесс. В районах современных гидротермальных систем карбонаты часто замещают серицит и хлорит при температуре  $70\text{--}100^\circ\text{C}$  и  $\text{pH} = 6\div 7$ .



Из анализа этой реакции следует, что она может наблюдаться в близнейтральных, слабощелочных условиях при высоких концентрациях сильных оснований и углекислоты.

Для расчета тепловых эффектов реакций и изобарно-изотермических потенциалов использовались данные разных авторов и справочники [Карпов и др., 1968; Справочник физических констант, 1968; Наумов и др., 1971].

Температура незначительно влияет на изменение энергетического эффекта и может колебаться в зависимости от типа реакции от 4 до 12,5% при участии газовой фазы. Так, для реакции серпентинизации форстерита при  $700^\circ\text{C}$  тепловой эффект увеличивается на 4% [Зверев, 1972], для реакции разложения кальцита — на 5,5% [Николаев, Доливо-Добровольский, 1961], а при образовании ларнита — на 12,5% [Керн, Вайсброд, 1966]. Во всех этих реакциях участвует углекислый газ. В приведенных нами реакциях газовая фаза не рассматривается, поэтому следует ожидать, что максимальная величина изменения теплового эффекта при температурах, наблюдающихся в современных гидротермальных системах ( $100\text{--}390^\circ\text{C}$ ), не превысит 10%. Такое отклонение не изменит порядка цифр при расчете суммарного теплового эффекта.

Произведенные расчеты позволяют прийти к заключению, что реакции, характеризующие близповерхностные зоны (аргиллитизации, окварцевания, алюнитизации и др.), должны проходить с выделением тепла и на глубине сменяться эндотермическими реакциями. Энергетический эффект реакций с тем или другим знаком в среднем близок к 100–150 кал/г.

Знак реакций с глубиной меняется в соответствии с принципом Лешателье, поскольку глубинные зоны — это зоны максимального привноса тепла, а поверхностные — максимального его выноса.

Таким образом, расчеты тепловых эффектов реакций классическим методом (при стандартных условиях) дают основание в природе ожидать наличие принципиально различных зон — приповерхностная зона с экзотермическими реакциями на глубине сменяется зоной с эндотермическим эффектом реакций. Этот вывод соответствует известным требованиям законов термодинамики.

## ГЛАВА ТРЕТЬЯ

### НЕКОТОРЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

Гидротермальные системы Камчатки занимают площадь около 300 км<sup>2</sup>. Вся эта территория покрыта гидротермально измененными породами, которые распространяются на глубину на несколько километров.

В данной главе нам необходимо на фоне геологических, гидрогеологических и геотермических условий конкретных месторождений гидротерм показать развитие минералогической зональности и порядок смены зон на глубине, оценить конвективные и кондуктивные тепловые потоки в их пределах, а также обосновать фактический материал для расчета энергетического эффекта минералообразования.

В качестве объекта исследований выбраны высокотемпературные гидротермальные системы Курило-Камчатского региона: Паужетская и Большая Банная (Камчатка) и Горячий пляж (о. Кунашир), сходные по геологическим и гидрогеологическим условиям, но разные по возрасту; Узон-Гейзерная (Камчатка), сходная с Паужетской по возрасту, но отличающаяся гидрогеологическими условиями (отсутствие мощного верхнего водоупора, совмещение областей питания и разгрузки и др.). Такой выбор объектов исследований дает возможность оценить влияние указанных отличий на энергетику гидротермального преобразования пород и тепловой баланс рассмотренных систем.

#### УЗОН-ГЕЙЗЕРНАЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ СИСТЕМА

Узон-Гейзерная гидротермальная система занимает Восточную вулканическую зону Камчатки (рис. 5) и входит в Узон-Семячинский геотермальный район.

Узон-Гейзерную гидротермальную систему изучали многие исследователи [Пийп, 1937; Устинова, 1945–1955; Набоко, 1954; Аверьев, 1963; Раускас, 1963; Кононов, 1965; Аверьев и др. 1971, Пилипенко, 1971; и др.].

При полевых работах, проводимых нами, основное внимание было уделено выяснению геохимических, геотермических и термодинамических условий гидротермально преобразованных пород, их объемам и минералогии.

Этапы формирования Узон-Гейзерной структуры. В геологическом отношении Узон-Гейзерный район представляет собой сопряженные вулкано-тектонические депрессии плейстоценового возраста Большого Семячика и Узона. По данным В.В. Аверьева и др. [1971], формирование Узон-Гейзерной структуры связано с мощной вспышкой кислого вулканизма. В пределах этого района выделяется три комплекса пород, соответствующие крупным этапам вулканической деятельности.

Первый этап (докальдерный) охватывает конец верхнего плиоцена – ранний плейстоцен и характеризуется комплексом пород основного и кислого состава. Толщи кислого состава вскрыты в восточной части этой структуры.

Второй этап (кальдерный) игнимбритового вулканизма приурочен к среднему – началу верхнего плейстоцена. Комплекс пород, характеризующий этот этап, представлен сложно построенным покровами игнимбритов и экструзивными куполами, располагающимися по кольцевым

разломам. К этому времени приурочено и образование кальдеры всей Узон-Гейзерной депрессии, состоящей из двух сопряженных кольцевых структур. Северо-западная кольцевая структура осложнена более молодой кальдерой, где и проявляется современная гидротермальная деятельность. Узон-Гейзерная депрессия занимает площадь  $9 \times 15 \text{ км}^2$ . Сбросовые уступы ее кольцевых разломов ярко выражены в рельефе.

Третий этап (посткальдерный) характеризуется слабой вулканической деятельностью, выразившейся в выбросах пемз и внедрении по разломам экструзий и даек кислого состава, по петрохимии аналогичных кислым породам кальдерного этапа.

Согласно геофизическим данным [Зубин и др., 1971], Узонская депрессия на площади  $50 \times 45 \text{ км}^2$  характеризуется отрицательной аномалией силы тяжести в редукции Буге, глубина центра тяжести, создающего аномалию,  $14-18 \text{ км}$ , а дефект массы достигает величины  $(200-250) \times 10^{16} \text{ г}$ . Все это дает возможность предположить наличие в коре магматических очагов кислого состава [Зубин и др., 1971].

**Гидротермальная деятельность кальдеры Узон.** Очаги разгрузки современных гидротерм приурочены ко дну кальдеры; наиболее контрастные их проявления в Центральной Узонской термоаномалии.

**Геологические условия.** Борта кальдеры сложены породами, соответствующими описанным этапам формирования Узон-Гейзерной кольцевой структуры. Дно кальдеры покрыто озерно-кальдерными отложениями, в той или иной степени подвергшимися гидротермальной обработке. Северный борт Центральной Узонской аномалии сложен пепловыми туфами (рис. 6), а ее дно — песчано-гравийными туфовыми отложениями.

При изучении керна неглубоких скважин нами [Ерощев-Шак и др., 1974] отложения дна термоаномалии были расчленены. Среди песчано-гравийного материала были выделены кальдерный тифроид, туфо-диатомит и гравелит. Мощность озерно-кальдерных отложений составляет не менее 100 м.

В тектоническом отношении Центральное Узонское поле представляет зону дробления субширотного направления, к западу меняющегося на северо-западное (от источника Бурлящего, см. рис. 6). Направление зон дробления фиксируется выходами источников. Горячие минеральные озера глубиной до 25–40 м, по данным Г.Ф. Пилипенко [1971], приурочены к гидротермальным воронкам взрыва.

**Гидрогеологические условия.** Описанная структура в гидрогеологическом отношении — это наложенный артезианский бассейн с трещинной и трещинно-пластовой циркуляцией вод. Кальдера — идеальный резервуар для накопления вод и последующей разгрузки их по ослабленным зонам. Водовмещающие породы кальдеры Узон — озерные отложения. Прослои алевропелитовых и пелитовых туфов образуют относительный водоупор. Обрамление и дно кальдеры служат областями питания; разгрузка происходит преимущественно вдоль кольцевых разломов или секущих их трещин северо-западного, субширотного и северо-восточного направлений.

Форма проявления гидротермальной деятельности. В близповерхностных условиях в пределах Узонской термоаномалии гидротермальная деятельность проявляется в форме горячих и кипящих источников, паровых и парогазовых струй, венчающих термовыводящие трещины, а также грязевых котлов, вулканчиков и термальных озер. На всем пути вертикального подъема гидротерм (как по трещинам, так и по порово-капиллярным пространствам) осуществляется взаимодействие их с вмещающими породами. При порово-капиллярной миграции

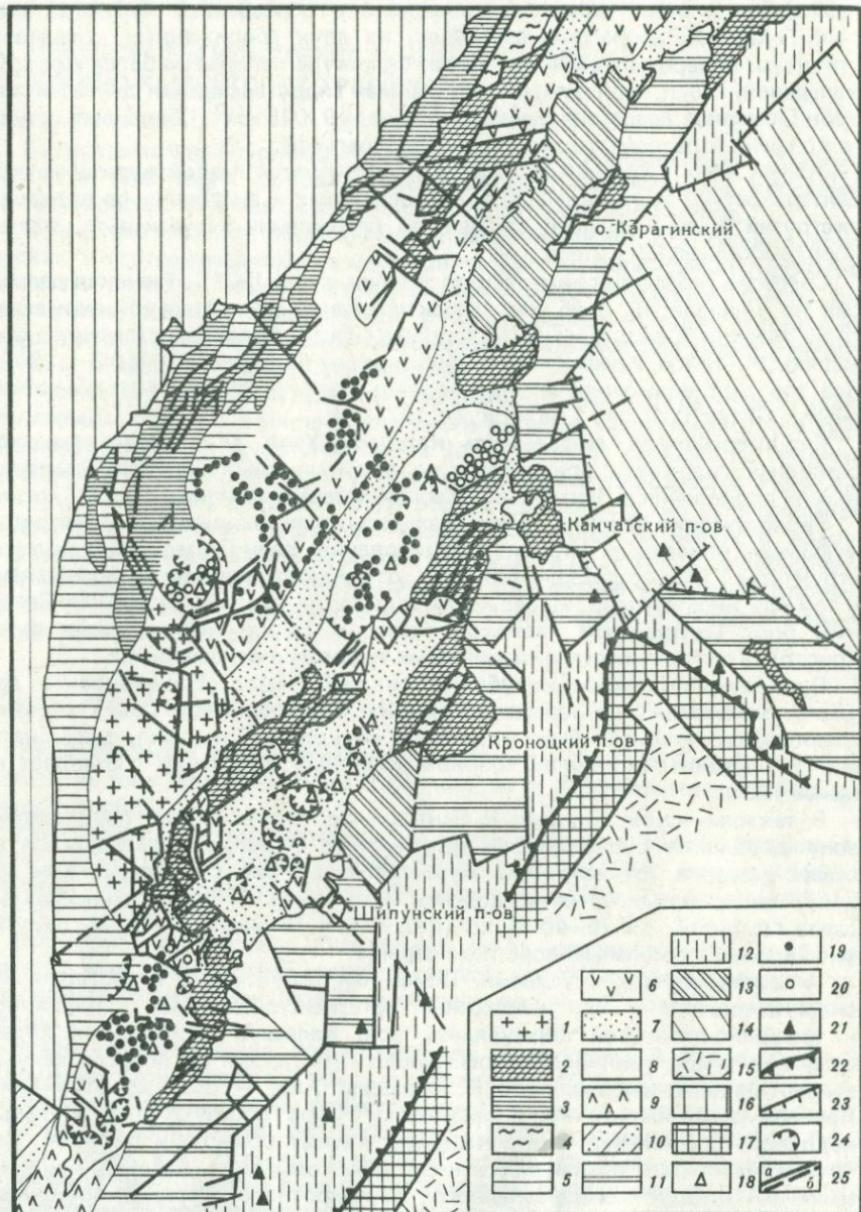


Рис. 5. Схема современной тектоники Камчатки [Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции, 1966]

1 — Малкинский свод, заложившийся в палеогене на территории Срединного массива и части геосинклинального трога ( $Cr_2 - Pg$ ); 2 — горст-антиклинальные поднятия, наследующие положение геосинклинали внешней дуги и активно "живущие" с миоценом; 3 — Тигильско-Паланская система поднятий, сформировавшаяся в плиоцене не в осевой части Камчатского тылового прогиба; 4 — участки плиоценовых прогибов, вовлеченные в активное поднятие в четвертичное время; 5 — моноклиналь Западной Камчатки — современная платформа на месте бывшего тылового прогиба; 6 — аккумулятивно-тектонические зоны поднятий четвертичного возраста, наследующие поло-

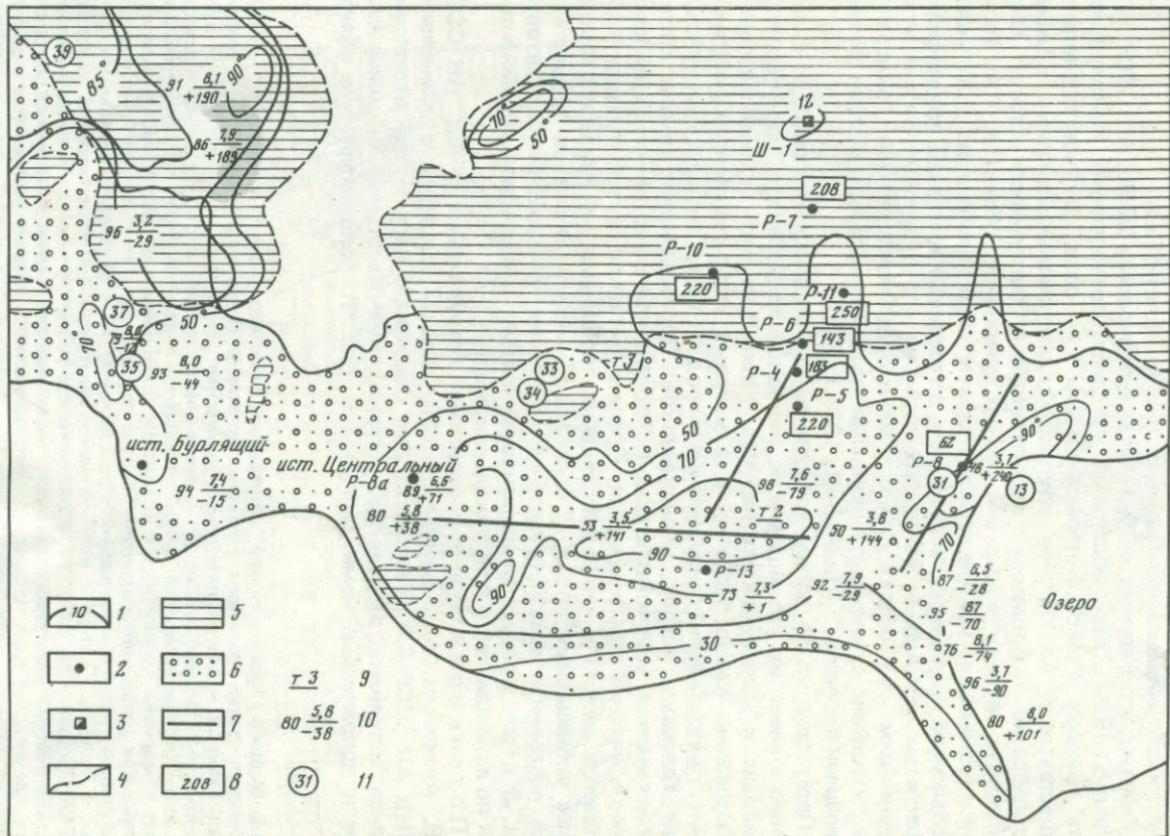
гидротерм последние претерпевают фазовые превращения, их химический состав изменяется. Фазовые превращения гидротерм контролируются температурой, проницаемостью вмещающих пород, давлением насыщенного пара. Перечисленные факторы определяют уровень приповерхностного вскипания гидротерм, конденсации пара, уровня грунтовых вод и генетически связанных с ними границ подзон аргиллитизации.

Работы, проведенные в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР [Пилиенко, 1971], дали обширный материал, позволяющий интерпретировать природу Узонской термоаномалии как поверхностное проявление существующей на глубине крупной гидротермальной системы. Крайнее разнообразие проявлений гидротермальной деятельности ставит Узон-Гейзерную систему в ряд уникальных природных объектов. Г.Ф. Пилиенко установила четкую горизонтальную гидрохимическую зональность и объяснила последнюю "вскипанием, дегазацией и частичной конденсацией перегретых хлоридных натриевых терм на определенной глубине и их дальнейшим приповерхностным "метаморфизмом" в зоне окисления при смешении с инфильтрационными водами и взаимодействии с вмещающими породами" [Пилиенко, 1971, с. 238].

Прогрессирующая аргиллитизация вмещающих пород приводит к снижению степени их проницаемости. Напорный же характер паро-гидротерм приводит к механическому перемешиванию аргиллитизированных пород, образованию камер барбатации, в которых осуществляется суспензирование гидротермально измененных пород и вывод их на поверхность в виде грязевых котлов и вулканчиков. Образование грязевых котлов и вулканчиков завершает стадию приповерхностной аргиллитизации какого-либо участка термоаномалии. Процесс активной аргиллитизации перемещается вместе с термовыводящими трещинами на участки развития более проницаемых пород. В пределах зоны аргиллитизации осуществляется постоянная миграция уровней вскипания, конденсации и грунтовых вод. В целом процесс аргиллитизации следует рассматривать в динамике как по латерали, так и в вертикальном разрезе.

Потенциометрия, проведенная сотрудниками ИГЕМ АН СССР Ю.В. Алексиным, А.И. Зотовым и сотрудником Института вулканологии ДВНЦ АН СССР Г.А. Карповым, дает сведения о наличии или отсутствии вблизи источника разрывных тектонических нарушений. Суммированные и дополненные нами данные (см. рис. 6) показывают, что вблизи

жение бывшей "геосинклинали" внутренней дуги неогенового времени; 7 — зоны активного континентального осадконакопления в четвертичное время; 8 — грабен-синклинали; 9 — аккумулятивно-тектоническая "геоантиклиналь" внутренней дуги Курильской островной гряды; 10 — современный тыловой прогиб Курильской островной дуги, где продолжаются активные процессы некомпенсированного осадконакопления в морских условиях; 11 — участки "внешней дуги", выступавшие в период неогена как устойчивое поднятие, позднее опущенные; 12 — участки континентального склона с неизвестным характером субстрата; 13 — грабен-синклинальные структуры, в пределах которых идет активное осадконакопление в морских условиях некомпенсированного типа; 14 — океаническое ложе; 15 — валообразные поднятия на океанической коре вдоль внешнего края желобов; 16 — синеклиза Охотского моря, где активно идут процессы компенсированного осадконакопления в морских условиях; 17 — океанические желоба; 18 — действующие стратовулканы и вулканы со сложной постройкой; 19 — шлаковые конусы и лавовые вулканы, связанные с ареальным вулканизмом; 20 — экструзивные купола регионального типа; 21 — подводные вулканы; 22 — зона глубинного разлома вдоль края океанических желобов; 23 — флексуры коры на стыке океан-континент на участках отсутствия желобов; 24 — вулкано-тектонические нарушения; 25 — разломы, активно "живущие" (а), пассивные зоны фундамента (б)



трещин окислительно-восстановительный потенциал падает, а в местах насыщения терм сероводородом фиксируется восстановительная обстановка (западная оконечность оз. Хлоридного), здесь же наблюдаются и самые высокие температуры. На рис. 7 видно, что значения Узонских терм лежат в интервале между значениями терм болотных вод и нулевой линией. Вероятно, это свидетельствует о наличии в них органики. Современная гидрогеологическая структура Узонской термоаномалии оформилась в послеледниковое время [Аверьев и др., 1971], гидротермальная же деятельность началась до внедрения экструзивов умеренно кислого состава.

**Геотермический режим.** Данные, полученные в результате бурения неглубоких скважин, позволяют охарактеризовать распределение температуры до глубины 9 м (рис. 8).

Максимальная температура, зафиксированная на глубине (скв. Р-8, Р-9, 10), равнялась  $105^{\circ}\text{C}$ . На рис. 8 отражены условия кипения при давлении насыщенного пара; кривые, показывающие рост температуры на глубине, не пересекают ее, кроме данных соответствующих скважине Р-8, по которой кипящая вода выводится на поверхность. Интересно также отметить, что термограммы идут начиная с глубин 3–4 м параллельно линии, отражающей кипение. Изотерма  $30^{\circ}\text{C}$  на глубине 0,5 м дает представление о площадях парящих участков; здесь максимальные температуры приурочены к областям повышенной трещиноватости и термовыводящим каналам.

На Восточной термальной площадке и Центральной термоаномалии термометрия, проведенная на глубине 5 см, показала, что активные площадки можно выделить по изотерме  $20^{\circ}\text{C}$  (рис. 9, 10). Оси, вдоль которых изотермы вытянуты, вероятно, фиксируют термовыводящие трещины, а также направления растекания растворов в самых приповерхностных частях областей разгрузки. Так, на рис. 9 прослеживается вытянутость изотерм параллельно ручьям; такая же закономерность наблюдается и относительно озер и термальных болот (см. рис. 10). Режимные наблюдения над тепловым потоком с помощью теплометров показали относительное постоянство его во времени в пределах обрамления термальной площадки (см. рис. 6, точку 1). В точке 1 зафиксированный тепловой поток был почти горизонтален, а величина его в верхнем слое (глубина 20 см) равна  $16 \text{ Вт}/\text{м}^2$ . Точка 1 выбрана вблизи грязевого вулканчика (см. рис. 6, скв. Р-11), вероятно, фиксирующего ослабленную зону, где происходит интенсивная конденсация пара при повышенном его притоке со стороны активной площадки. Графически проектируя величину вектора теплового потока на вектор в верхнем слое, получаем величину теплопотерь, равную  $20 \text{ Вт}/\text{м}^2$  ( $490 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ ).

В точке 2 (рис. 11) величина теплопотерь в среднем составляла  $1450 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ , а вектор потока наклонен к вертикали под углом  $4^{\circ}$ . Измерения вертикальной составляющей теплового потока в пределах актив-

Рис. 6. Схема Центрального поля Узонской термоаномалии (термоизогипсы по данным Г.Ф. Пилиленко [1971] и Л.А. Самойленко, потенциометрия Ю.В. Алексина, Г.А. Карпова, А.И. Зотова)

1 — термоизогипсы на глубине 0,5 м; 2 — скважины; 3 — шурфы; 4 — границы литологических разностей пород; 5 — аргиллизованные пепловые туфы; 6 — песчано-гравийные туфовые отложения; 7 — термовыводящие трещины; 8 — усредненные тепловые потоки по скважинам [ $\text{мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ ]; 9 — места установки датчиков теплового потока; 10 — температура источника ( $^{\circ}\text{C}$ ) — перед дробью, pH — числиатель, Eh — знаменатель; 11 — места отбора проб воды

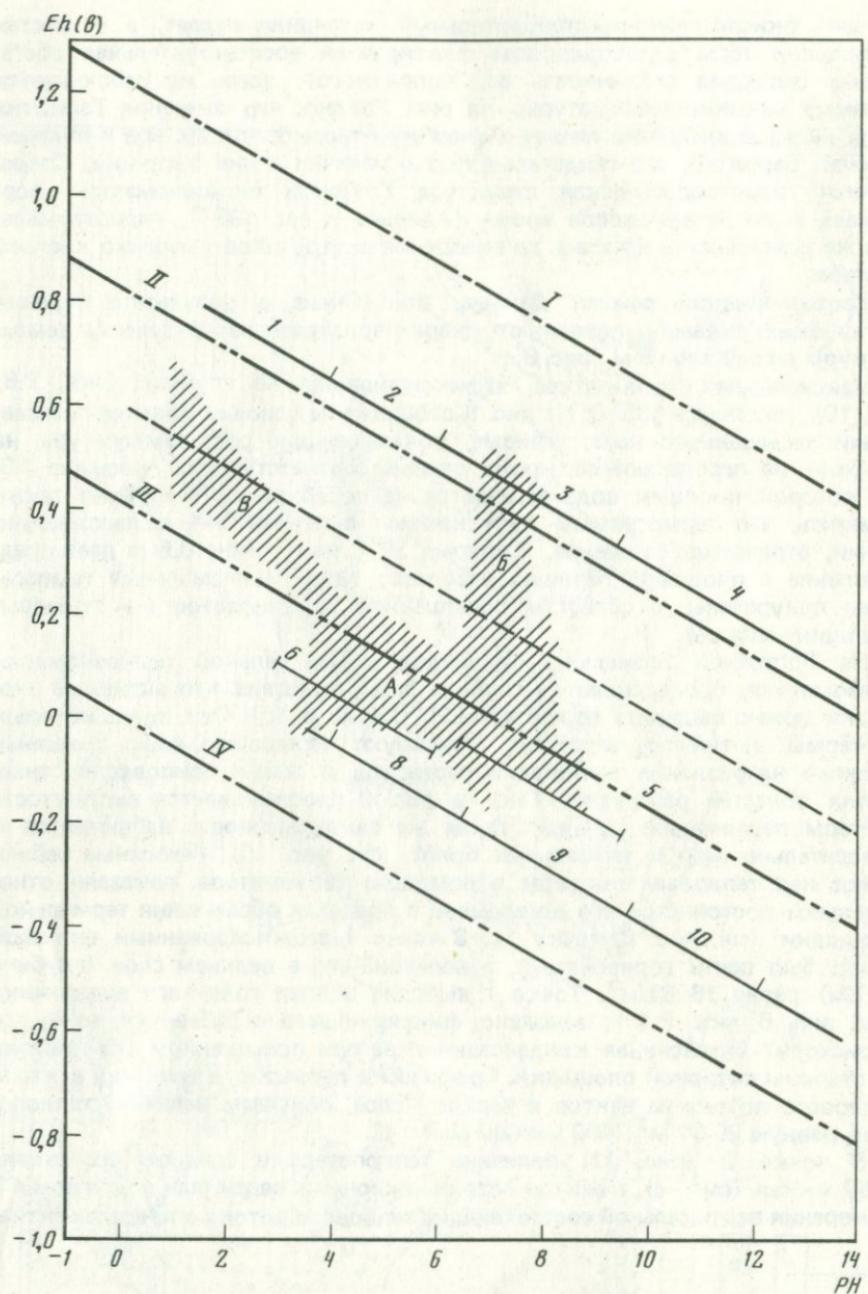


Рис. 7. Eh – pH-диаграмма типов вод [по материалам Гаррелса, 1962]

I –  $\text{H}_2\text{O} = \frac{1}{2}\text{O}_2 + 2\text{H}^+ + \bar{e}$  – граница окислительных сред;  
 II, III – границы промежуточных сред; IV – граница восстановительных сред.  
 Воды: 1 – рудных месторождений; 2 – дождевые, 3 – морские обычные, 4 – аэрированных остаточных рассолов, 5 – термальные, 6 – болотные, 7 – грунтовые, 8 – болотистых почв, 9 – эвксинские морские, 10 – богатые органикой рассолы;  
 А – Узонские термы; Б – Налачевские; В – термы о. Кунашир

Рис. 8. Термограммы скважин Центрального термального поля кальдеры Узон

АБ — условия вскипания воды.

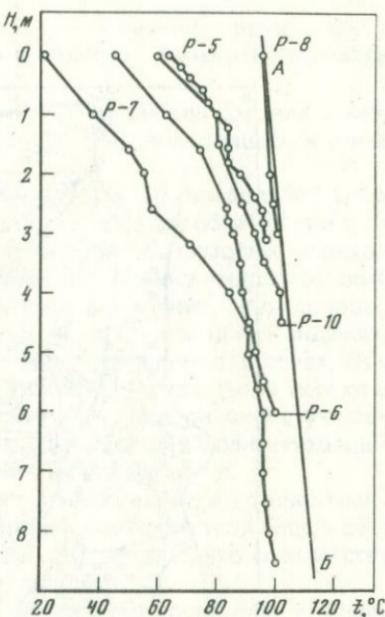
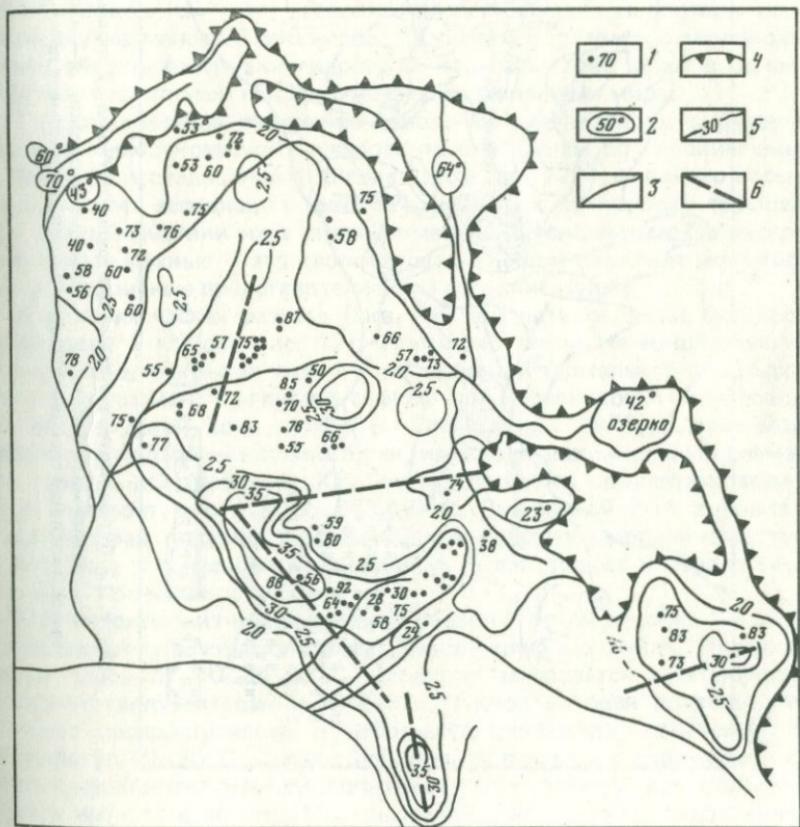


Рис. 9. Схема изотерм термальной площадки Восточная

1 — выходы источников и их температура, °C; 2 — термальные озерки; 3 — ручьи; 4 — уступы площадки; 5 — изотермы на глубине 5 см; 6 — предполагаемые термовыводящие трещины



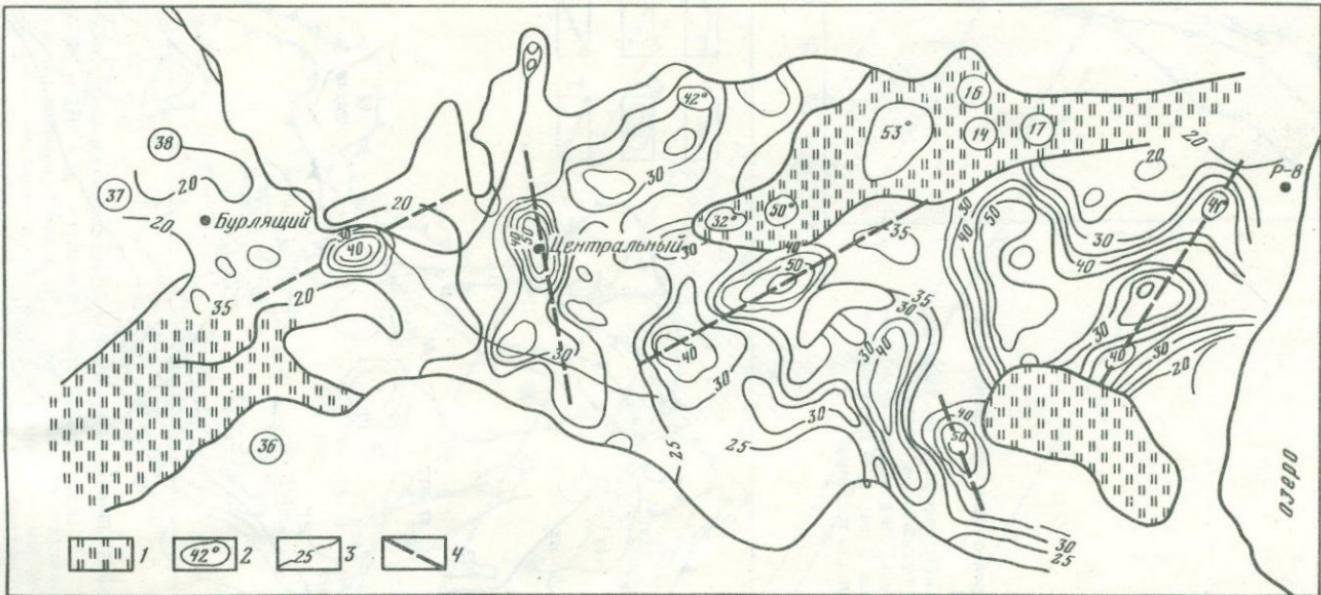


Рис. 10. Схема изотерм участка Центральной Узонской аномалии на глубине 5 см

1 — термальные болота; 2 — термальные озерки; 3 — изотермы на глубине 5 см; 4 — предполагаемые термовыводящие трещины. Цифры в кружках — номера проб

ной площадки (см. рис. 11, а, точка 2) дают величину теплопотерь 145 мккал/(см<sup>2</sup> · с). По техническим причинам не удалось измерить направление вектора теплового потока.

По скважинам (см. рис. 6) нами рассчитаны величины средних кондуктивных теплопотерь; они составили от 62 (P-8, выводящая кипящую воду) до 250 мккал/(см<sup>2</sup> · с) (P-11).

Очевидно, выявленная в результате проведенных исследований тенденция к увеличению кондуктивных теплопотерь в породах обрамления активной площадки свидетельствует о значительной роли фазовых переходов растворов. В пределах площадки сказывается влияние гидротермальных источников, близко расположенных к зоне вскипания, что сопровождается затратами тепла. В породах обрамления происходит конденсация с выделением тепла и соответствующим прогревом пород. В зонах, благоприятных для оттока конденсата пара (точка 1), часть тепла переходит, вероятно, к уровню, где происходит вскипание, там он снова участвует в фазовом переходе и, таким образом, способствует трансформации и перераспределению тепла от уровня кипения до поверхности.

На активной площадке большая часть тепла выносится конвективным путем при разгрузке гидротермальных систем. Эта часть тепла оценивается В.В. Аверьевым и др. [1971] величиной  $64 \cdot 10^3$  ккал/с, что соответствует интенсивности теплового питания 110 мккал/(см<sup>2</sup> · с).

Измеренная величина рассредоточенного парения составляет в среднем 0,15 г/(см<sup>2</sup> · с) при колебании ее от 0,08 до 0,3 г/(см<sup>2</sup> · с) [5050–18950 мккал/(см<sup>2</sup> · с)], средние кондуктивные теплопотери составляют величину не менее 26 мккал/см<sup>2</sup> · с. Таким образом, по тепловому потенциалу область разгрузки гидротерм кальдеры Узон стоит в одном ряду с другими известными гидротермальными системами мира.

**Гидротермальное изменение пород.** Изменение пород в пределах Центральной термоаномалии изучалось по скважинам до глубины около 9 м. В процессе исследований [Ерощев-Шак и др., 1974] выявлено восемь минералогических ассоциаций (рис. 12), развитых по породам термоаномалии при взаимодействии их с гидротермальными системами. По распространению самые важные — это каолинитовая и цеолит-каолинит-монтмориллонитовая — типичные представители зоны аргиллитизации.

В верхних частях разреза (скв. P-6) вскрыты опалиты, мощность их не превышает 1 м (см. рис. 12). Примерно такой же мощностью обладает рудная зона, вскрытая скв. P-8 на активной термальной площадке. Реальгар и аурипигмент на глубине сменяются антимонитом. Пирит присутствует во всей рудной зоне [Набоко, Главатских, 1971]. Самая мощная из вскрытых подзон — каолинитовая, имеющая максимальный размах в бортах термальной площадки. Каолинит развивается по плагиоклазам в интервале температур от 25 до 96–100°С. Скважиной P-11 вскрыта алюнит-каолинитовая подзона, развивающаяся по суспензированному туфу. Она приурочена к грязевому вулканчику и охватывает интервал температур 80–90°С при мощности 1,5–2 м.

Монтмориллонит-каолинитовая подзона вскрыта скв. P-4, P-6, P-10; в последней скважине она имеет наибольшую мощность. Интервал температур здесь от 40 до 95°С, каолинит замещается монтмориллонитом. Каолинит-гальвазитовая и гиббит (?)-каолинитовая подзоны имеют локальное распространение и небольшую мощность, охватывая интервал температур 40–80°С. Самая глубинная из вскрытых скважинами подзон — цеолит-каолинит-монтмориллонитовая. Она сменяет все подзоны и развита в интервале температур выше 96–100°С. Здесь цеолит представлен клиноптилолитом.

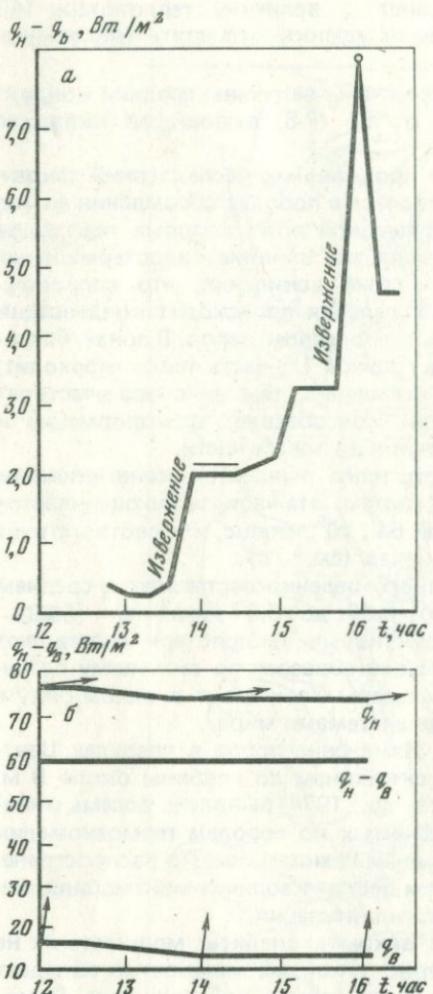


Рис. 11. Данные замеров тепловых потоков: а — разность потоков в слое между датчиками, б — потоки в верхнем и нижнем слоях; ( $q_H - q_b$ ) — разность потоков и направление вектора (Узон, точка I)

Все описанные ассоциации характерны для зоны аргиллитизации. Интересно отметить, что каолинитовая подзона развивается выше уровня вскипания гидротерм, а цеолит-каолинит-монтмориллонитовая — ниже его.

Гидротермальные глинистые минералы, их распространение, структурные особенности и генезис. Характерная особенность гидротермального литогенеза в кальдере Узон — одноактность гидротермального изменения пород и рудонакопления, а также сопряженность областей питания и разгрузки гидротермальных растворов. Все это способствует созданию классического профиля от монтмориллонитовой зоны с цеолитами внизу разреза, через каолинит в средней части до опалитов и рудного горизонта вверху. Наиболее полный разрез вскрывается скв. Р-7. Здесь на глубине 9 м глинизованный туф почти нацело слагается монтмориллонитом с небольшой примесью каолинита и цеолита.

На рентген-дифрактограмме фракции  $< 0,001$  мм обр. 71–48 монтмориллонит имеет рефлекс 13,3 Å, на дериватограмме — эндотермические эффекты при 730 и 950°C. Согласно данным инфракрасной спектроскопии, монтмориллонит диоктаэдрический. Монтмориллонит замещает вулканическое стекло пепловых частиц, скелет пемзовых обломков; он же обладает более высоким двупреломлением и, как правило, выполняет поровые пространства, формирует глинистый цемент вокруг обломков пемзы и пепловых частиц.

Рефлексы 7,1 и 3,56 Å на рентген-дифрактограмме свидетельствуют о присутствии в обр. 71–48 минералов каолинитовой группы, количество которых настолько мало, что практически они не регистрируются микроскопически. Рефлекс 8,9 Å принадлежит минералу цеолитовой группы, по-видимому клиноптилолиту. Этот минерал развивается в поровых пространствах и пустотах. Ассоциирует цеолит с монтмориллонитом, который слагает внешнюю часть пустот, цеолит же — внутреннюю.

Вверх по разрезу содержание монтмориллонита в гидротермально измененных тифроидах постепенно сокращается, однако при этом степень глинизации породы остается прежней. Согласно данным рентген-дифрактометрии, дериватографии и инфракрасной спектроскопии, господствующими становятся минералы каолинитовой группы. В ассоциации с каолинитом находится монтмориллонит. Каолинит выполняет поровые пространства обломков пемз, скелет которых сложен монтмориллонитом, каверны в цементе тифроида и зальбанды мелких жилок, состоящих из монтмориллонита.

Начиная с глубины 6 м, в скважине Р-7 в измененных тифроидах совершенно отсутствует монтмориллонит, а среди глинистых распространены исключительно минералы каолинитовой группы. Эти минералы представлены каолинитом и галлуазитом. Они полностью замещают обломки туфов, лав, вулканический шлак, а также слагают цемент тифроидов. Каолинит представлен хорошо выраженным псевдогексагональными пластинчатыми кристаллами. В ассоциации с галлуазитом каолинит имеет каверны растворения на плоскости 001. Структурные электронографические исследования показали, что каолинит с кавернами растворения и без таковых относится к одной структурной группе, т. е. к минералам с триклинической элементарной ячейкой со строгим периодом "С".

Галлуазит (метагаллуазит) образует трубчатые кристаллиты, местами этот минерал породообразующий, он слагает отдельные горизонты гидротермально измененного туфа. Дифракционная картина фракции менее 0,001 мм, состоящей из каолинита и галлуазита (метагаллуазита), характеризуется отчетливо выраженным максимумом с межплоскостными расстояниями 7,1 и 3,56 Å и четкими полосами поглощения инфракрасного спектра 3700 и 3625 см<sup>-1</sup>, обусловленными колебаниями соответственно внешнеслоевых и внутрислоевых гидроксильных. Однако характерная особенность смеси каолинита и галлуазита — низкий эффект оптического двупреломления, близкий к изотропным минералам.

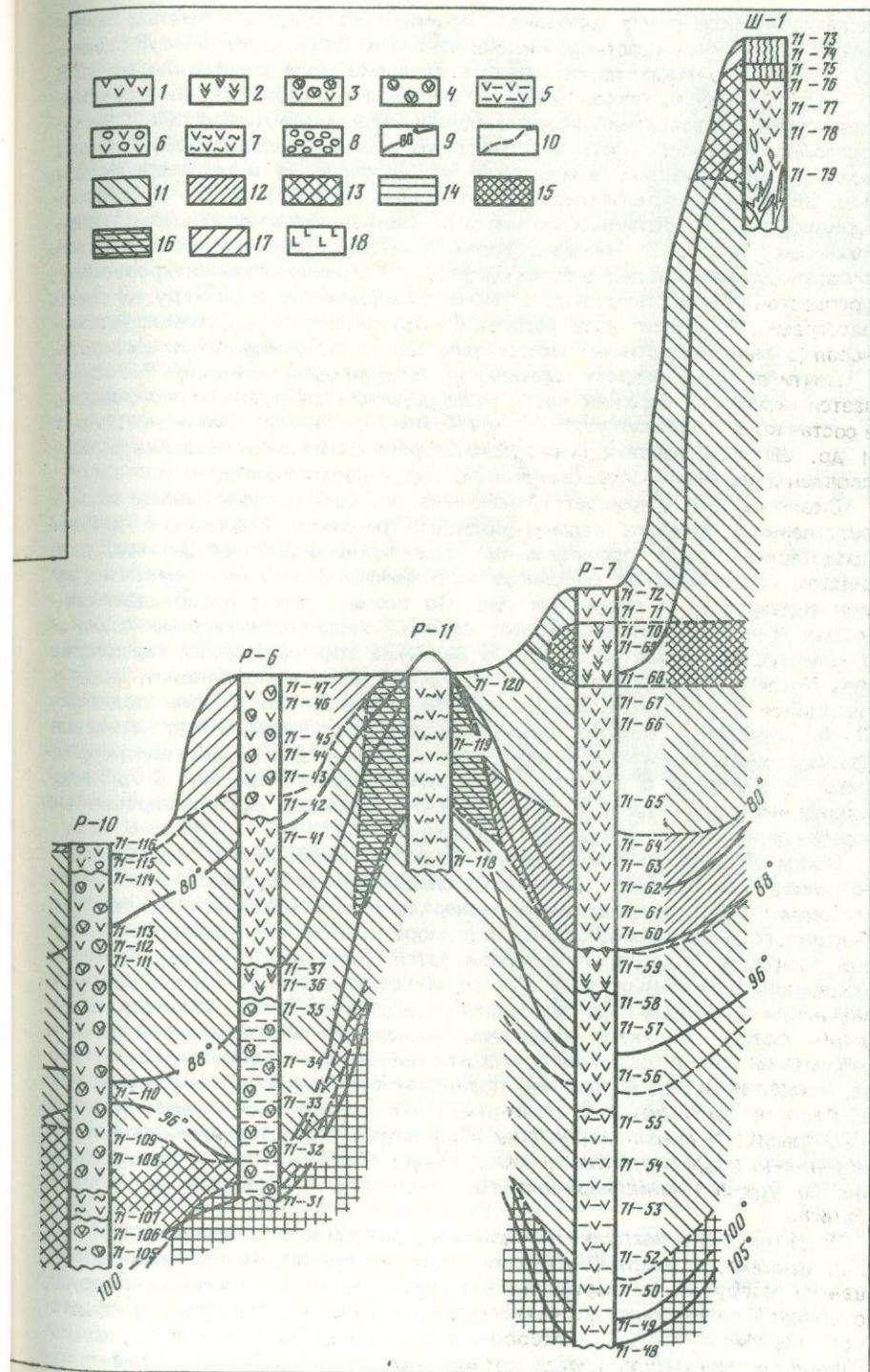
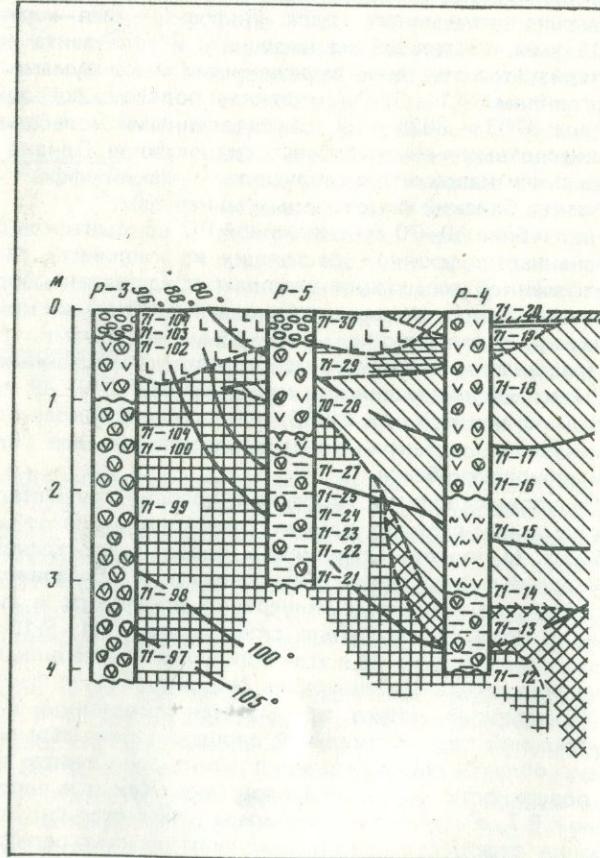
На глубине 50–70 см скважиной Р-7 вскрываются отдельные горизонты измененных тифроидов, состоящих из каолинита, галлуазита и гиббсита. В отмеченной ассоциации каолинит представлен корродированными кристаллами, галлуазит — расщепленными трубчатыми кристаллами, гиббсит — мелкими, удлиненно пластинчатыми агрегатами. Гиббсит развивается по трещинам и в поровых пространствах измененных пород. Он характеризуется дифракционным максимумом 4,79 Å, глубокой эндотермической остановкой при 310°С и полосой инфракрасного спектра 3400 см<sup>-1</sup>. Отмеченные константы минерала специфичны для гидротермального колломорфного гиббсита.

На уровне развития гиббсита в условиях существования избытка сульфат-иона, как правило, широко развит алюнит. Этот минерал, так же как и гиббсит, выполняет тершины и поровые пространства и образует бипирамидальные выделения среди глинистых образований. Аналогичное распространение глинистых минералов отмечается в гидротермально измененных породах, вскрытых скважинами Р-11, Р-10 и Р-4. В отличие от рассмотренного разреза в этих породах меняется лишь мощность зон распространения отдельных минералов (см. рис. 10).

Характерный разрез вскрывается скважиной Р-5, расположенной в центральной части термальной площадки близ термовыводящей трещины. Здесь область распространения монтмориллонита прослеживается почти до поверхности термальной площадки. Как и в породах, вскрытых скважиной Р-7, в нижней части разреза отмечается сплошная монтмориллонитизация тифроидов. Монтмориллонит слагает реликты пепловых частиц,

Рис. 12. Зональность гидротемально измененных пород Центральной Узонской термоаномалии [Еро-щев-Шак и др., 1974]

Породы и фауны: 1 — пепловый туф; 2 — пеплово-пемзовый туф; 3 — кальверный тифроид; 4 — глинизованный кальдерный тифроид; 5 — глинисторованный туф; 6 — туфо-диатомит; 7 — супензированный туф; 8 — гравелит; 9 — термоизогипсы; 10 — границы ассоциации минералов; 11 — каолинитовая; 12 — каолинит-гальвазитовая; 13 — монтмориллонит-каолинитовая; 14 — цеолит-каолинит-монтмориллонитовая; 15 — гиббсит (?)-каолинитовая; 16 — алюнит-каолинитовая; 17 — опаловая; 18 — рудная



скелет обломков пемз, выполняет поровые пространства в пемзах, развивается в трещинах растворения плагиоклазов, формирует цемент базального типа. Монтмориллонит имеет межплоскостные расстояния от 12,8 до 13,5 Å, причем такой широкий интервал обусловлен наличием смешанослойных образований монтмориллонит-вермикулитового типа. Смешанослойная неоднородность в структуре монтмориллонита обусловлена большим или меньшим замещением (изоморфизмом) в тетраэдрическом слое. Об этом свидетельствует констатация в структурах 12 и 13 Å монтмориллонита, обработанных по методу Гринкелли, разбухающих и неразбухающих пакетов. Наличие вермикулитовых пакетов определяется по соотношениям интенсивностей базальных отражений ориентированных препаратов монтмориллонита, а также по взрывному характеру их дифрактограмм. В нижней части разреза с монтмориллонитом ассоциирует минерал с межплоскостным расстоянием 8,9 Å, относящийся к цеолитам.

Почти по всему разрезу измененных тектонитов по скважине Р-5 встречается каолинит. Верхняя часть разреза слагается рудным горизонтом, в состав которого входят аурипигмент, реальгар, скородит, антимонит, пирит и др. Широкий вертикальный размах распространения каолинита обусловлен динамичным (пульсационным) характером гидротерм.

Скважина Р-8 вскрывает измененные породы, расположенные непосредственно в пределах термовыводящей трещины. Вмещающие породы представлены здесь проницаемым глинизованным кальдерным тектонитом, состоящим из обломков вулканического шлака, пемзы и гравия андезитовых и дацитовых лав. По всему разрезу преобладает глинистый минерал монтмориллонит, который характеризуется межплоскостными расстояниями 12,2–12,6 Å. Величина этих расстояний характерна для Na-форм монтмориллонита. Таким образом, монтмориллонит, формирующийся в породах, находящихся непосредственно в зоне поднятия Cl–Na термальных вод по термовыводящим трещинам, – это натриевая форма с одним слоем межслойевой воды. В нижней части разреза монтмориллонит ассоциирует с цеолитом клиноптилолитового состава. В аргиллизированной части разреза встречается также каолинит. Аргиллизированные породы перекрываются рудным горизонтом.

Таким образом, распространение глинистых минералов в гидротермально измененных породах подчиняется следующим закономерностям. Ниже изотермы 100°С распространены минералы монтмориллонитовой группы. Верхняя граница формирования монтмориллонита при порово-капиллярной миграции гидротерм контролируется условием приповерхностного вскипания термальных вод. Эта генетическая подзона характеризуется развитием щелочных и близнейтральных вод ( $\text{pH} = 7 \div 5$ ) хлоридно-натриевого состава. Характер выделения минералов монтмориллонитовой и цеолитовой групп (развитие в пустотах растворения вулканического стекла, выполнение пор и трещин) позволяет считать их выкристаллизовавшимися из раствора, т. е. синтетическими. На участках, расположенных на больших глубинах, характерно распространение смешанослойных монтмориллонит-вермикулитовых образований, а на участках, расположенных вблизи уровня приповерхностного вскипания, – Mg-форм монтмориллонита.

В центре очага разгрузки хлоридно-натриевых вод на поверхности (скв. Р-8) основной глинистый минерал – монтмориллонит. По мере удаления от центра разгрузки к периферии в гидротермально измененных породах отмечается возрастание роли минералов каолинитовой группы. На некоторой глубине в местах распространения хлоридно-натриевых вод, среди глинистых минералов всегда господствует монтмориллонит. Однако су-

ществует разница в составе монтмориллонита, распространенного в зоне подъема глубинных хлоридно-натриевых растворов по термовыводящим каналам и в зоне миграции этих вод по порово-капиллярным пространствам. В первом случае отмечается развитие натриевой формы монтмориллонита, во втором — магниевой или смешанной натриево-магниевой [Ерощев-Шак и др., 1977]. Развитие монтмориллонита наблюдается глубже изотермы 100°С; верхняя граница его формирования при порово-капиллярной миграции гидротерм контролируется уровнем приповерхностного вскипания термальных вод. Формируется монтмориллонит при взаимодействии первичного осадка с хлоридно-натриевым раствором с параметрами: pH порядка 7–7,5 температура 100°С, концентрация около 1500. H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> > 400, Al > 1 мг/л. Концентрации отдельных компонентов хлоридно-натриевого раствора до взаимодействия с первичными минералами породы иные, чем в изученном "отработанном" растворе [Ерощев-Шак, Ильин, 1978]. Монтмориллонит образуется при взаимодействии хлоридно-натриевых растворов с вулканическим стеклом, входящим в состав скелета пемзового материала и пепловой витрокластики, с плагиоклазами, представленными в основном андезином и лабрадором, с пироксенами, представленными гиперстеном и авгитом, и с этими же компонентами, входящими в состав обломков дацитовых лав и прочего материала, встречающегося в незначительных количествах.

Для минералов монтмориллонитовой группы характерен парагенезис с калийсодержащими высококремнеземистыми цеолитами типа клиноптилолита.

Изотерме менее 100°С соответствуют минералы каолинитовой группы. Инкрустация этими минералами и выполнение трещин свидетельствуют о кристаллизации их из раствора. Наличие тесной ассоциации корродированного каолинита с кристаллами новообразованного галлуазита возможно в условиях одновременного растворения каолинита и синтеза при прогрессирующем подкислении термальных вод. Такое изменение pH среды характерно для близповерхностных условий окисления сероводорода до серной кислоты, т. е. при процессе серно-кислотного выщелачивания. Для минералов каолинитовой группы весьма примечателен парагенезис с опалом. Распространение стабильного каолинита, как правило, контролируется внизу уровнем приповерхностного вскипания, вверху — уровнем начала конденсации пара.

Галлуазит в ассоциации с корродированным каолинитом и опалом формируется и распространяется в пределах области конденсации пара. Эти минералы слагают гидротермально измененные терфориды в условиях сернокислого выщелачивания, а также суспензированные породы грязевых котлов и вулканчиков.

Исходя из этого, в пределах Узонской термоаномалии среди зон аргиллизации можно выделить три генетические термодинамические (фазово-энергетические) подзоны глинистого минералообразования. Это подзона монтмориллонитизации, верхняя граница которой ограничена уровнем приповерхностного вскипания. Согласно термодинамическим расчетам она характеризуется суммарным эндотермическим эффектом реакции образования минералов. Далее между уровнями приповерхностного вскипания и конденсации распространена подзона синтеза каолинита, характеризующаяся экзотермическим эффектом реакции. И, наконец, выше уровня конденсации в условиях сернокислотного выщелачивания осуществляются разрушение каолинита и синтез галлуазита. Эта генетическая подзона завершает процесс глинистого минералообразования при гидротермальном изменении пород в условиях сернокислотного выще-

лачивания. Во всех случаях нет четких границ между генетическими подзонами глинистого минералообразования ввиду динамичного характера самого гидротермального процесса.

К востоку от Центральной Узонской аномалии в борту кальдеры нами изучен разрез опалово-алунитовых пород горы Белой. Образцы 1, 4, 5, 7, 10 отобраны от неизмененной экструзии дацитов по направлению от вершины горы к ее подножию. По данным изучения пород видно что опалово-алунитовые разности к подножью сменяются алунитами. По данным спектрального анализа тех же образцов отмечается вынос в процессе алунитизации щелочных и щелочноземельных металлов и некоторый привнос рудных металлов – ванадия, серебра, свинца, бария и др.

В современных хлоридных гидротермах также обнаружены эти металлы, следовательно, по рудной специализации растворы, вероятно, мало отличались во времени, хотя нет сомнения, что процесс окварцевания и алунитизации происходил под воздействием сульфатных вод.

### ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ДОЛИНЫ ГЕЙЗЕРОВ

Разгрузка источников в гейзерном режиме ставит гидротермальные проявления Долины Гейзеров в ряд уникальных природных явлений. Большая часть гейзеров сосредоточена в левом борту среднего течения р. Гейзерной.

**Геологические условия.** В геологическом строении Долины Гейзеров принимают участие породы верхнеполиоцен-четвертичного возраста (рис. 13). Наиболее древние породы района, вскрытые по склонам долины р. Гейзерной до р. Шумной, представлены чередованием туффитов, туфов и туфобрекций. Преобладают грубобломочные туфы смешанного состава с андезито-дацитовой основной массой. Среди обломков отмечены туфы, андезиты, риолиты, а также отдельные минералы – плагиоклаз, кварц и др. Цвет туфов зеленовато- и голубовато-серый, реже – голубой и зеленый. Голубые туфы встречены выше так называемой группы карликовых гейзеров. Среди маломощных прослоев встречены мелкообломочные пепловые туфы, туффиты и туфобрекции. Размер обломков брекций достигает в поперечнике 1 м, их форма остроугольная и слабоокатанная.

Все туфы витрокристаллокластические с пелитовой, алевропелитовой, псевфитовой и псаммитовой основной массой, иногда слоистые. Обломки состоят из лав дацитового и риолитового, реже – андезитового состава. Встречены и обломки минералов, среди которых преобладают плагиоклазы, но всегда есть обломки кварца, хлорита, магнетита, реже – биотита, пироксенов и др.

В районе ручья Водопадный и Верхнегейзерных источников встречены пемзоподобные белые туффиты, состоящие из тонкодисперсной слабо-поляризующей массы и мелких кристаллов плагиоклаза, кварца, хлорита и магнетита. Мощность туфового комплекса около 400 м. Они почти горизонтальны или падают под углом 5–20° в северо-западном направлении (гейзер Восьмерка). Простирание пород северо-западное. Породы часто подвержены разрывным тектоническим нарушениям, к которым приурочены зоны интенсивной трещиноватости и большинство гейзеров и горячих источников, образующих так называемые "термальные линии". Иногда по линиям нарушений внедряются дайки плагиоклазовых порфиров и порфиритов, реже – риолитовых порфиров. Такие дайки хорошо выра-

жены в рельефе и отмечены ниже по течению от гейзера Тройной, у гейзера Первенец, в устье ручья Водопадный.

Наиболее молодые породы представлены риолитами и риолитовыми порфирами, которые лежат на туфовом комплексе, достигая мощности до 100 м. Риолиты смяты в складки, разбиты трещинами и мелкими сбросами. Цвет породы фиолетовый, иногда черный или коричневый. Очень часто наблюдается флюидальная текстура, а местами и сферолитовая. Основная масса аллотриоморфно-зернистая или гиалопилитовая с вкраплениями изометрических или угловатых корродированных зерен кварца размером 0,5–1,0 мм. Во вкраплениях иногда присутствуют листы пластика длиной до 1–2 мм, обычно сдвойникованного. Плагиоклаз зональный андезин, андезин–лабрадор. Обычны опацитизированные листочки биотита длиной 1–4 мм; встречается роговая обманка. В основной массе наблюдается кислое стекло с показателем преломления, по данным А.В. Раускаса [1963], 1,495–1,504, а также мелкие зерна магнетита и сферолиты слабо раскристаллизованного кислого стекла. Химический состав некоторых разностей пород и спектральные анализы приведены в нашей работе [Ильин, 1977а].

**Гидрогеологические условия.** Гидротермальная активность Долины Гейзеров проявлена теплыми и горячими источниками и озерами, сольфатарами, гейзерами и грязевыми вулканчиками. Наиболее активные гидротермальные проявления приурочены к зонам повышенной трещиноватости и образуют так называемые термальные линии. Гидрогеологические условия наиболее детально исследованы В.И. Кононовым [1965]. В Долине Гейзеров можно выделить три водоносных горизонта.

Верхний водоносный горизонт (см. рис. 13) приурочен к риолитам и риолит-порфирам, мощность его около 100 м. Этот горизонт безнапорный и характеризуется трещинной и трещинно-поровой циркуляцией вод.

Во втором горизонте (см. рис. 13) водовмещающие породы — псефитовые и агломератовые туфы. Они слабо уплотнены, а местами рыхлые (правый берег р. Гейзерной, ниже экструзии). Воды этого горизонта безнапорные и характеризуются поровой и трещинно-поровой циркуляцией и гидрокарбонатным составом [Кононов, 1965].

Третий водоносный горизонт (см. рис. 13) приурочен к чередующимся псефитовым, псаммитовым туфам и туфобрекциям. Он отделен от вышележащего горизонта алевропелитовыми туфами, а подстилается слабопроницаемыми алевропелитовыми, псаммитовыми туфами и туффитами. Воды этого горизонта напорные, с порово-пластовой и порово-трещинной циркуляцией. Температура вод достигает точки кипения, а состав варьирует в широких пределах от гидрокарбонатного через сульфатный к хлоридному с минерализацией до 2 г/л.

К третьему водоносному горизонту приурочены гейзеры, пульсирующие и горячие источники. Наблюдения за режимом работы гейзеров свидетельствуют о различной продолжительности их циклов и времени извержения. Режим работы гейзеров меняется из года в год.

Концентрация кремнекислоты в гейзерах достигает 200 мг/л [Ильин, 1977а]. Во время охлаждения раствора  $\text{SiO}_2$  частично выпадает из него в виде гейзерита. На масштабах этого процесса мы остановимся дальше. Область питания гидротерм Долины Гейзеров приурочена к обширным лавовым плато, где среднегодовое количество атмосферных осадков достигает 1000 мм. Основная разгрузка термальных вод происходит по долинам рек и ручьев, а также по тектонически ослабленным зонам. Общий дебит всех групп гидротерм, включая паровые струи, по данным В.И. Кононова [1965], составляет 277 г/с.

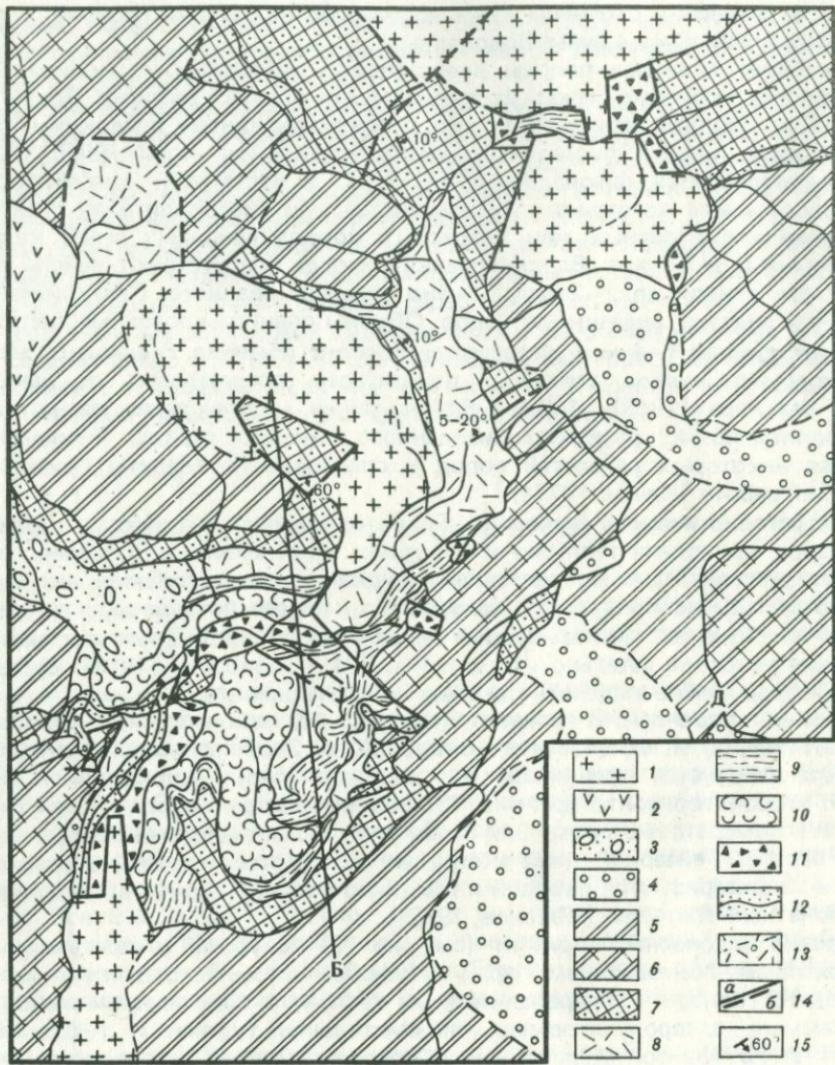


Рис. 13. Схема геологического строения Долины Гейзеров [Аверьев, Белоусов, 1965], с нашими уточнениями петрографического состава пород

1 — экструзия андезито-дацитового состава; 2 — лавовые потоки андезито-дацитового состава; 3 — ледниковые отложения; 4 — агломератовые потоки (рыхлые); 5 — риолиты, риолит-порфиры; 6 — экструзии, дайки плагиоклазовых порфиров и порфиритов; 7 — псефитовые и агломератовые пемзовые туфы, рыхлые, слабоуплотненные андезито-дацитового состава; 8 — толща переслаивающихся псефитовых и

**Геотермический режим.** Геотермические условия Долины Гейзеров изучены недостаточно полно, что объясняется отсутствием буровых скважин, а следовательно, и сведений о распределении температур на большую глубину. Исследования В.И. Кононова [1965] позволили оценить конвективный вынос тепла гидротермами с 75 000 ккал/с. Автор указывает, что удельный вынос тепла на разных участках долины одинаков и равен  $2,0 \cdot 10^{-4}$  кал/(см<sup>2</sup> · с). Эта величина на два порядка выше фоновых кондуктивных теплопотерь Восточной вулканической зоны Камчатки.

Проведенные нами исследования позволяют охарактеризовать теплое поле приповерхностной части области разгрузки гидротерм. Результаты термометрии на глубинах 5, 50, 75 см представлены на рис. 14, где отчетливо видно, что по изотерме 35°C на глубине 5 см оконтуриваются парящие площадки, на которых происходит наиболее интенсивная гидратация плагиоклазов. Вероятно, по ней можно судить и о направлении стока конденсата пара (к долине р. Гейзерной). Изотермы на глубинах 50 и 75 см почти полностью повторяют одна другую, что свидетельствует об установившемся близстационарном тепловом режиме, по которому можно судить о каналах, подводящих пар. Очевидно, направлении таких каналов три: 1) северо-западное, 30°; 2) северо-восточное, 60°; 3) северное.

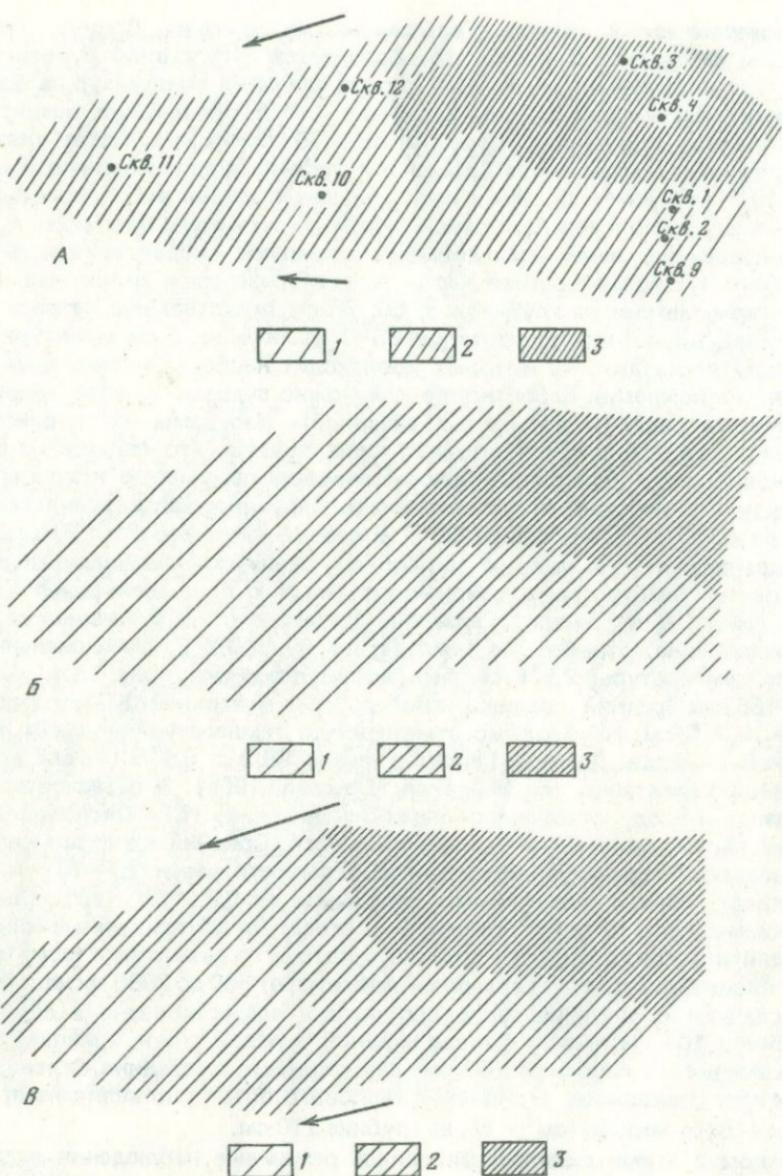
Термометрия в мелких (до 2,5 м) скважинах позволяет вычислить градиенты температур в районах термальных площадей ручья Водопадный (рис. 15) и Главных Гейзеров. Примерно с 1,5 м начинается безградиентная зона, отвечающая температуре  $99 \pm 0,5$  °С. Максимальный градиент температуры 2,5°C/см был достигнут в скважине 16 в интервале 90–155 см. Средний градиент температуры в верхней 1,5-метровой зоне равен 0,2°C/см. Необходимо отметить, что температура кипения на абсолютной отметке Долины Гейзеров равна  $98,2 \pm 0,5$  °С. Такая же точка кипения характерна для Вайракея [Dawson, 1964]. В парафинированных образцах пород, отобранных нами из скважин, Н.Г. Сугробовой были измерены коэффициенты теплопроводности. Средний коэффициент теплопроводности пород при естественной влажности равен  $2,7 \cdot 10^{-3}$  кал/(см · с · град), причем значения его колебались от  $0,8 \cdot 10^{-3}$  (воздушно-сухое состояние) до  $3,1 \cdot 10^{-3}$  кал/(см · с · град) (водонасыщенные образцы).

Величина кондуктивного теплового потока по скважинам через термальную площадку Главных Гейзеров колеблется от 600 до 2000 мккал/(см<sup>2</sup> · с). Максимальное значение теплового потока зафиксировано в скважине 8 глубиной 101 см вблизи выхода мощной паровой струи, а минимальное – в скважине 16 глубиной 250 см, находящейся в середине склона, на его перегибе. В скважине 17 значение теплового потока по величине промежуточное – 810 мккал/(см<sup>2</sup> · с), ее глубина 210 см.

Рядом с этими скважинами велись режимные наблюдения за динамикой изменения величины потока с помощью датчиков по методике, описанной в главе II. По рис. 16 видно, что изменение разности потоков между верхними и нижними парами датчиков близко к синусоидальному закону, но осложнено гармониками более высоких порядков.

Установлена закономерная связь величины теплового потока с атмосферными условиями. Так, в скважине 8 разность величины тепловых потоков перед дождем 31 июля была почти вдвое больше, чем после дождя

— алевропелитовых туфов; 9 — алевропелитовые туфы; 10 — псевфитовые туфы; 11 — туфобрекция; 12 — псаммитовые туфы; 13 — пепловые туфы; 14 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые; 15 — углы падения пород



Р и с. 15. Схема изотерм на участке р. Водопадный (Камчатка)

А — на глубине 5 см: 1 — ниже 25° С, 2 — от 25 до 45° С, 3 — выше 45° С; Б — на глубине 50 см: 1 — от 25 до 45° С, 2 — от 45 до 75° С, 3 — выше 75° С; В — на глубине 75 см: 1 — ниже 70° С, 2 — от 70 до 90° С, 3 — выше 90° С

3 августа. Действительно, впоследствии нами неоднократно отмечалось усиленное парение площадок перед дождем. Вероятно, это явление следует объяснить тем, что атмосферное давление перед дождем падает, следовательно, увеличивается разность давлений между зоной парообразования и поверхностью, что и увеличивает скорость продвижения пара.

Наблюдение за динамикой потока вблизи гейзеров позволило устано-

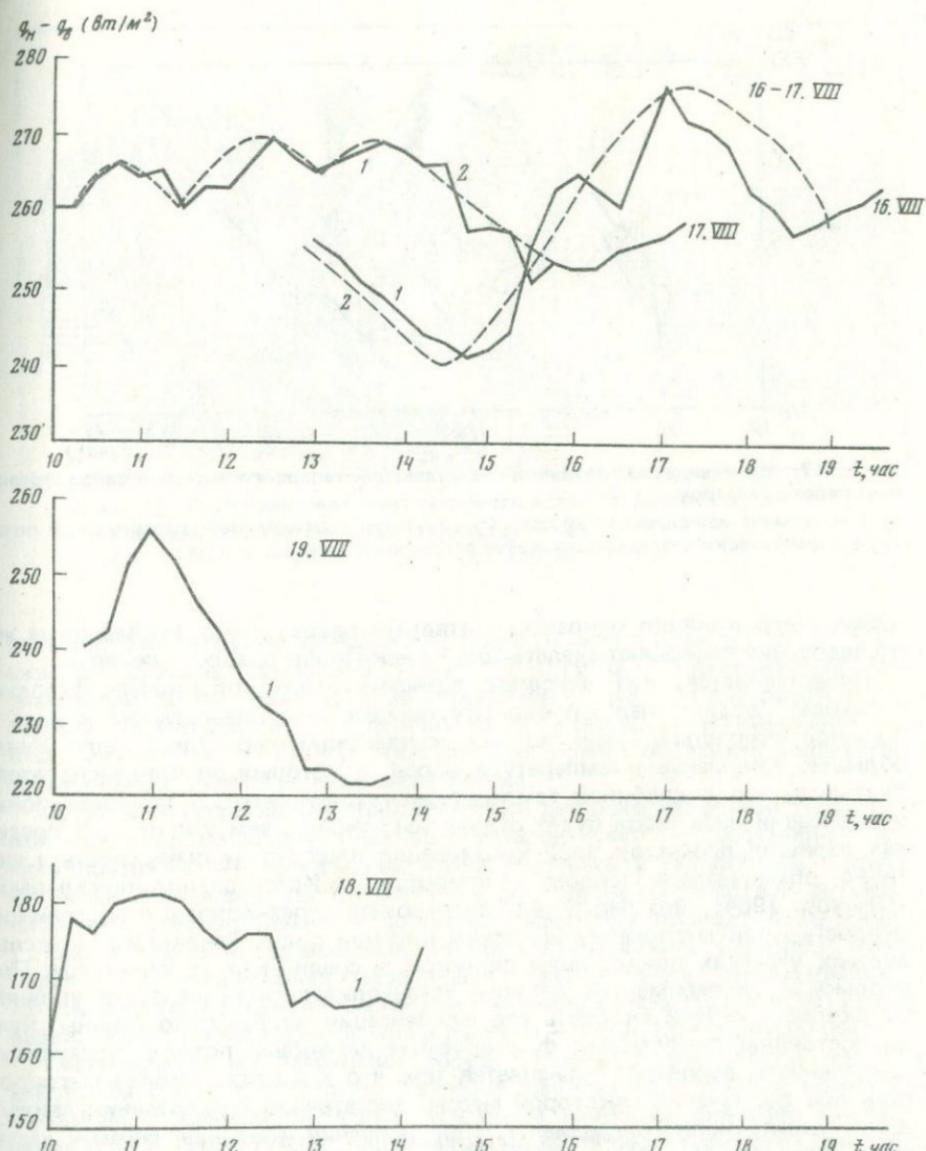


Рис. 16. Изменение разности тепловых потоков в слое между датчиками (скв. 17) – фактически наблюдавшееся (1), сглаженное (2)

вить, что извержение наступает при максимуме теплового потока (рис. 17). Этот вывод был проверен в кальдере Узон при вызове извержения искусственно в скважине Р-9 (см. рис. 11, а). Установленная квазисинусоидная зависимость изменения потока на активных площадках (см. рис. 15) вызывает несомненный интерес, поскольку вдали от них (см. рис. 11, б) он почти постоянен. Поскольку датчики фиксируют суммарный поток (кондуктивный и конвективный), а последний механизм переноса тепла в пределах активных площадок преобладает, то, несомненно, доминирует влияние конвективной составляющей потока. Но пока на вопрос о меха-

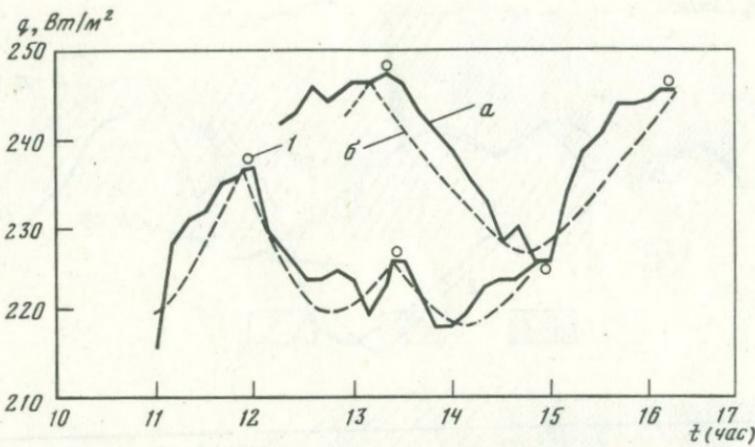


Рис. 17. Изменение вертикальной составляющей теплового потока в связи с режимом работы гейзеров

1 — момент извержения гейзера; 2 — значения вертикальной составляющей потока: а — фактически наблюдавшиеся, б — сглаженные

низме этого влияния однозначно ответить невозможно; проведенные же исследования позволяют сделать только некоторые предположения.

Представляется, что основное значение имеют обратимые фазовые переходы "вода  $\rightleftharpoons$  пар", поскольку процесс этот энергоемкий и идет с большой скоростью. Очевидно, при конденсации пар отдает тепло и тем большее, чем меньше температура пород, в которых он конденсируется. Учитывая, что с глубиной температура увеличивается, у подошвы зоны конденсации пара тепла будет отдаваться меньше, чем у кровли. В пределах парящих площадок зона конденсации выходит на поверхность и активно обменивается теплом с атмосферой. Исследования показывают [Dawson, 1964], что пар будет мигрировать через породы с постоянной скоростью при достижении им точки кипения воды. Такая зона на исследуемых участках лежала ниже датчиков, в среднем на уровне 1,5 м. Поскольку в экспериментах датчики устанавливались выше этого уровня, то скорость пара и скорость его конденсации не будут постоянны, как не постоянны по величине фиксируемые датчиками потоки. Квазисинусоидальность, вероятно, объясняется тем, что конденсат сможет мигрировать при достижении некоторой массы, достаточной для создания движущего гравитационного градиента. При движении конденсат снимает часть тепла с пород и тем большую, чем больше расстояние от зоны конденсации до уровня вскипания. Вследствие этого создается термическая неоднородность, отражающаяся на показаниях датчика.

Детальные исследования эффекта парообразования, проведенные Дж. Сестини [Sestini, 1970] в районе Лардерелло (Италия), позволяют видеть причину квазисинусоидальности тепловых потоков, фиксируемых датчиками на активных площадках, в изоэнталпийном испарении последовательных порций растворов. Действительно, при таком процессе только малая часть раствора переходит в пар, однако это все же приводит к последующему охлаждению жидкости и следующая порция пара будет характеризоваться меньшей энталпией.

По всей вероятности, невозможно отрицать и другой механизм — пульсирующее поступление "эндогенного пара".

В скважинах 8, 16, 17 определялась интенсивность рассредоточенного

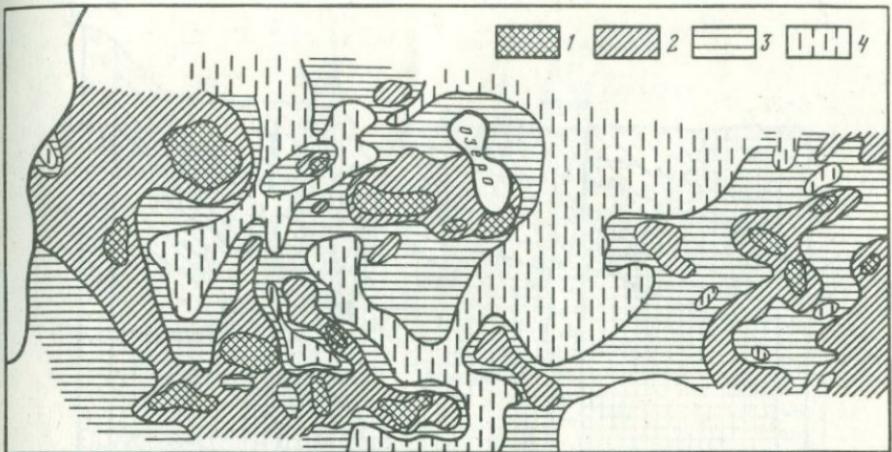


Рис. 18. Схема распределения теплового потока в Долине Гейзеров  
 величина теплового потока, мккал/  $(\text{см}^2 \cdot \text{с})$  :  
 1 — > 1500; 2 — 1500–1000; 3 — 1000–500; 4 — < 500

парения, (по методике, описанной в главе II), которая равна ( $\text{г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ ) : скв. 8–0,02, скв. 16–0,05–0,11, скв. 17–0,19–0,22. Следовательно, максимальный вынос тепла в 13900 мккал/  $(\text{см}^2 \cdot \text{с})$  при рассредоточенном парении наблюдается в верхней части склона, а минимальный – в 3130 мккал/  $(\text{см}^2 \cdot \text{с})$  – в нижней. Это можно объяснить множеством фумарольных струй в нижней части склона.

Средние кондуктивные теплопотери на детально изученной термосъемкой активной площадки Главных Гейзеров (рис. 18) составляют величину почти 330 ккал/с. Считая, что интенсивность теплопотерь с других активных площадок такого же порядка, общие теплопотери активных площадей Долины Гейзеров составят величину порядка 4350 ккал/с.

Таким образом, суммарные теплопотери Долины Гейзеров можно определить следующими величинами: вынос тепла гидротермами – 75 000 ккал/с, кондуктивные потери с активных площадок – 4 350 ккал/с, вынос тепла при рассредоточенном парении – 3130–13900 мккал/  $(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ .

**Гидротермальные изменения пород.** Преобразование пород под воздействием гидротерм Долины Гейзеров изучено недостаточно полно и в основном с поверхности из-за отсутствия глубоких скважин. Согласно данным Б.И. Пийп [1937], наиболее изменены породы туфового комплекса, которые местами превращены в глины и представляют смесь минералов каолинитовой группы, пропитанную окислами железа. В пределах Долины Гейзеров в отличие от Узона вся толща туфов еще до воздействия на них современных гидротермальных растворов претерпела гидротермальные изменения, приведшие к хлоритизации и отчасти к адуляризации (пропилитизация). При формировании долины р. Гейзерной эрозией вскрыты и выведены на поверхность глубинные горизонты пепловых и пеплово-пемзовых хлоритизированных туфов андезито-дацитового состава различной структуры. Гидротермальный литогенез осуществляется здесь в условиях сильно расчлененного рельефа. Гидротермально измененные породы Долины Гейзеров характеризуются повышенными содержаниями железа, доходящими до 15%, локализованными в верхних частях разреза. Железо входит в состав гетита, гидрогетита, реже – гематита.

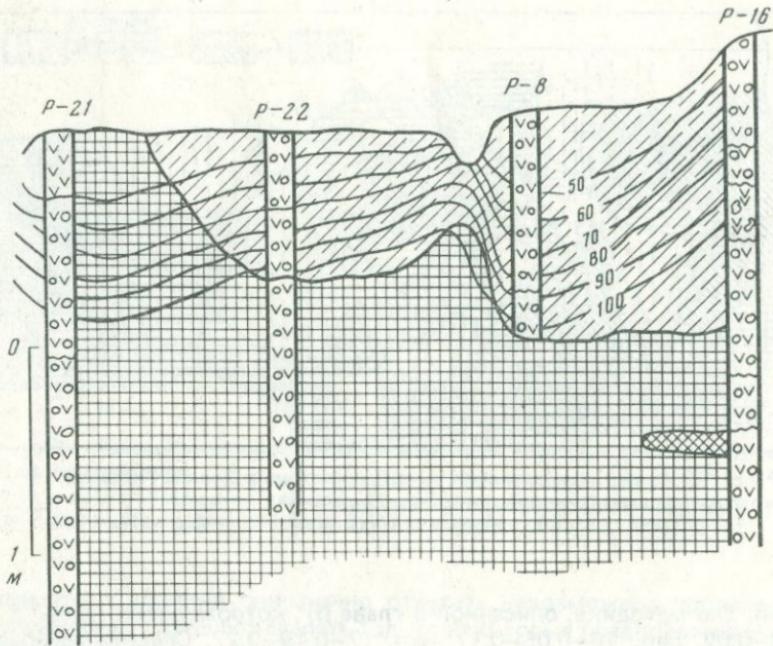


Рис. 19. Схема распространения ассоциаций гидротермальных минералов в разрезе Долины Гейзеров

Условные обозначения см. на рис. 12

На рис. 19 представлена схема распространения ассоциаций гидротермальных минералов района Больших Гейзеров. По составу глинистых минералов профиль бизональный. Нижняя часть разреза слагается монтмориллонитом с реликтами хлорита, верхняя часть (на склоне) — смешано-слойным каолинит-монтмориллонитом.

Монтмориллонит замещает скелетную часть пемз, выполняет поровые пространства в них, а также развивается по хлориту и другим темноцветным минералам. Выделяются три генерации монтмориллонита, различающиеся по интерференционной окраске, цвету и размерам: 1) монтмориллонит, замещающий пемзовую ткань, представлен слюдоподобными чешуйчатыми агрегатами с относительно высоким двупреломлением; 2) монтмориллонит, развивающийся в пустотах и цементе, образует тонкодисперсную массу, местами раскристаллизованную в виде игольчатых кристаллов с серыми цветами интерференции; 3) монтмориллонит в виде зеленого тонкодисперсного чешуйчатого минерала с серыми цветами интерференции, развивающийся при изменении фемических минералов. Местами монтмориллонит, развивающийся по вулканическому стеклу, характеризуется малиновой окраской.

На дифрактограммах монтмориллонита фиксируется сильное базальное отражение с  $d(001) = 14,7 \text{ \AA}$ . После насыщения препарата глицерином  $d(001)$  увеличивается до  $18 \text{ \AA}$  и появляется серия слабых рефлексов с  $d(001)$ , равными  $8,8; 6,0; 4,4; 3,5; 2,96 \text{ \AA}$  и др. После прокаливания образца при  $550^\circ$  на дифрактограммах отмечается сокращение  $(001)$  до  $9,7 \text{ \AA}$ . На некоторых дифрактограммах выделяется субпериод, соответствующий межплоскостному расстоянию порядка  $29-30 \text{ \AA}$ . Эти же образцы, насыщенные глицерином или этиленгликolem, характери-

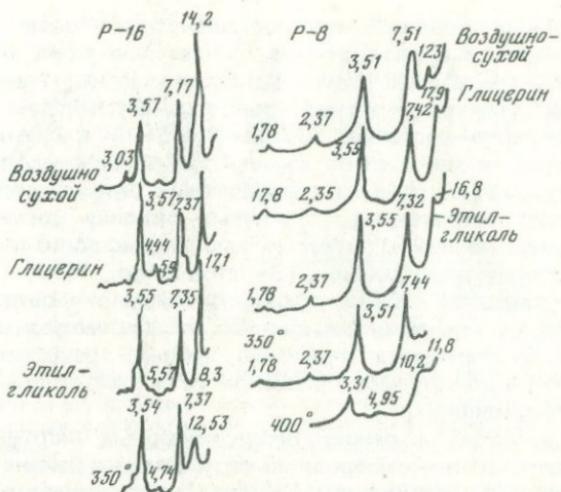


Рис. 20. Рентгеновские дифрактограммы смешаннослоистых каолинит-монтмориллонитовых минералов в скв. P-16 и P-8

зуются отсутствием субпериода. По-видимому, эффект субпериода возникает вследствие дифракции от монтмориллонитов трех генераций, имеющих разную структурную упорядоченность, исчезающую при внедрении в межслоевые промежутки крупных органических молекул.

В измененных туфах, расположенных на крутых склонах Долины Гейзеров, среди глинистых минералов распространены смешаннослоистый каолинит-монтмориллонит. На рис. 20 приводятся дифрактограммы двух типичных образцов смешаннослоистого минерала с соотношением каолинитовых слоев от 80 до 85% к монтмориллонитовым от 15 до 20% (обр. P-16, № 6 и P-8, № 6). На дифрактограмме исходного образца P-16, № 6 отмечаются рефлексы с  $d = 14,2$  (монтмориллонит) и с  $d = 7,17$  и  $3,57 \text{ \AA}$ . Последние два можно было бы диагностировать как каолинитовые, однако после насыщения глициерином  $d = 7,17 \text{ \AA}$  увеличивается до  $d = 7,373 \text{ \AA}$ , а после прокаливания — до  $350^\circ d = 7,35 \text{ \AA}$ , т. е. для этого базального отражения практически остается постоянным. Отмеченное свойство характерного для смешаннослоистых минералов каолинит-монтмориллонитового состава с фактором ближнего порядка  $S = 0$  и с соотношением вероятностных коэффициентов встречаемости ( $w$ ) каолинитовых и монтмориллонитовых слоев, равным 0,85:0,15 [Дриц, Сахаров, 1976]. В образце P-8, № 5 монтмориллонитовой фазы значительно меньше, а смешаннослоистый каолинит-монтмориллонитовый минерал имеет базальные отражения с  $d = 7,57$  и  $3,51 \text{ \AA}$ . После прокаливания до  $350^\circ \text{C}$  наблюдается аналогичное сокращение межплоскостного расстояния до  $7,44 \text{ \AA}$ . В этом образце  $W_k/W_m = 0,80:0,20$ , т. е. отмечается несколько большее содержание монтмориллонитовых слоев.

В настоящее время монтмориллонит в Долине Гейзеров образуется при воздействии современных гидротерм хлоридно-натриевого состава на обломки вулканического стекла, иногда хлоритизированного, фенокристаллы пироксенов и плагиоклазов. Механизм образования монтмориллонитовых минералов такой же, как на Узоне, — из растворов, возникающих на границах растворения. Помимо синтеза монтмориллонита, не исключается и трансформационный механизм его образования при изменении хлорита под действием гидротермального раствора.

Смешанослойный каолинит-монтмориллонит выполняет поры и каверны растворения, а в ряде случаев слагает всю ткань бывшего туфа, а монтмориллонит — только отдельные такие участки, запечатанные кварцем. Такой характер развития минералов свидетельствует о их синтезе из гидротермального раствора. Смешанослойный каолинит-монтмориллонит встречается исключительно выше уровня приповерхностного вскипания, в зонах распространения разбавленных близнейтральных конденсатных вод, распространенных на крутых склонах долины. Механизм образования смешанослойных каолинит-монтмориллонитовых минералов воспроизведен экспериментально [Булатов и др., 1977]. Авторами получена серия смешаноглийных каолинит-монтмориллонитов в результате кислотного выщелачивания флогопита децимолярным раствором HCl. В начале эксперимента отмечался процесс трансформации флогопита, а затем — контролируемое растворение и синтез смешанослойного каолинит-монтмориллонита.

С.И. Набоко [1954] в районе Верхнегейзерных источников описала алунит, галлуазит, опал и самородную серу. Глина в районе Главных Гейзеров, по ее данным, состояла из галлуазита и гидроокислов железа. В районе ручья Водопадный смешанослойные каолинит-монтмориллониты на глубине сменяются хлоритом (см. рис. 15).

#### ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ В РАЙОНЕ ВУЛКАНА МЕНДЕЛЕЕВА

Вулкан Менделеева расположен на юге о. Кунашир. Изучению его окрестностей посвящены работы Б.И. Пийпа [1958], Е.К. Мархинина [1959а, б], С.С. Сидрова [1962], С.И. Набоко [1963], Г.С. Горшкова [1967], В.М. Дуничева [Дуничев, Ризнич, 1968; Дунич, 1971], Г.Н. Ковалева, Ю.Б. Слезина [1970] и других исследователей. В этих районах в основном исследована гидротермальная деятельность на месторождении Горячий Пляж, а также охарактеризована геолого-тектоническая обстановка и дан ряд рекомендаций использования природного тепла в народном хозяйстве. Наша цель — оценить роль процессов гидротермального изменения пород в энергетическом балансе системы.

Район вулкана Менделеева интересен еще и тем, что здесь наблюдается связь сольфатарной и гидротермальной деятельности, что, несомненно, должно отразиться на энергетических характеристиках. Из-за недостаточной изученности метасоматических процессов в пределах верхней части постройки вулкана, энергетический эффект сольфатарной деятельности в настоящее время не может быть оценен достаточно полно, поэтому более подробная характеристика дается нами для месторождения Горячий Пляж, изученного до глубины 800 м.

**Геологические условия.** Курильская островная дуга состоит из двух параллельных геосинклинальных поднятий, разделенных впадиной. Граница между Тихим океаном и Охотским морем проходит по глубоководным желобам. Остров Кунашир — южная оконечность Большой Курильской гряды. В тектоническом отношении это геоантеклиниальное поднятие, осложненное серией разрывных нарушений северо-западного и субширотного направлений. Отложения о-ва Кунашир можно разделить на два яруса: 1) нижний ярус — отложения мелового и неогенового возраста, собственно фундамент вулкана; 2) верхний ярус — четвертичные отложения вулканических аппаратов.

Согласно исследованиям Е.К. Мархинина [1959а, б], С.И. Набоко [1969], В.М. Дуничева [1971] и др., четвертичное время характеризуется высокой

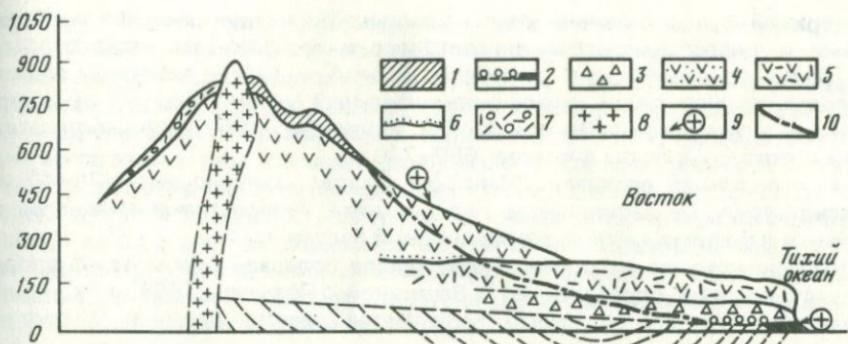


Рис. 21. Схематические разрезы постройки вулкана Менделеева [Полунин, 1969]

1 — неогеновое складчатое основание вулкана (вулканогенно-осадочные образования и потоки андезито-базальтов); 2 — базальные конгломераты и лигниты в основании нижней пачки; 3 — нижняя пачка (агломератовые и псевфитовые туфы андезитового состава); 4 — средняя пачка (андезито-дацитовые туфы с прослойями андезитовых лав); 5 — верхняя пачка (глыбовые агломератовые туфы андезитов и вулканических брекчий, в верхней части потоки андезитовые и андезито-базальтовых лав); 6 — конгломераты на поверхности террасы под вулканическим конусом; 7 — голоценовые отложения дакитовых туфов; 8 — дацитовый некк; 9 — место отбора древесины на определение абсолютного возраста; 10 — продольный профиль р. Четверикова

тектонической и вулканической активностью. Вулкан Менделеева относится к действующим и находится в сольфатарной и гидротермальной стадии. Морфологически он относится к типу "Сомма-Везувий". Высота вулкана 890 м при площади основания около 25 км<sup>2</sup>. Кальдера ограничена полукольцом г. Мечникова и четырьмя сольфатарными полями и имеет площадь около 6,5 км<sup>2</sup>. Внутри кальдеры имеется вторичный конус. Склоны вулкана Менделеева сильно эродированы, а с восточной стороны к постройке примыкают отложения морской террасы. Максимальная отметка террасы вблизи конуса 250 м понижается до 100 м к берегу Тихого океана. Наиболее полно геологический разрез представлен по ручью Четверикова. В устье ручья вскрываются отложения, представленные вулканогенно-осадочными породами и лавами андезито-базальтов. Отложения смыты в складки с углом падения 45–60°. Возраст отложений предположительно плиоценовый.

На размытой поверхности этих отложений залегает маломощный слой полимиктовых песков и рыхлых песчаников с галькой и валунами. На юг от ручья Четверикова песчаные отложения фациально замещаются песчано-глинистыми с прослойями лигнитов. По данным Г.В. Полунина [1969], поверхность размыва регионального развития прослеживается на юг до м. Бузанова (18 км). Четвертичные отложения делятся на три комплекса (рис. 21).

Нижний комплекс переслаивающихся пестроцветных агломератов и псевфитовых туфов в основном андезитового состава. Породы залегают горизонтально и характеризуются плитчатой отдельностью. Местами наблюдаются прослои андезито-базальтовых лав. По данным бурения на Горячем Пляже [Дуничев, 1971] встречены хорошо выдержаные по простирианию сваренные пористые туфы (игнимбриты) и лавоподобные породы липаритового и липарито-дацитового состава. Мощность отложений по ручью Четверикова 70 м, на Горячем Пляже — более 400 м. В целом отложения среднего комплекса по химическому составу относятся к кислым вулканитам.

Верхний вулканогенный комплекс представлен вулканическими брекчиями и туфоагломератами андезитового и андезито-базальтового состава. Вверх по разрезу они сменяются аналогичными по химизму лавами. Породы верхней пачки имеют незначительный уклон ( $5-10^{\circ}$ ) от центра вулкана к периферии. По оценке Г.В. Полунина [1969], мощность отложений этого комплекса достигает 650–700 м.

На отложениях верхнего комплекса залегают маломощные (20–40 м) красновато-бурые лапиллиевые туфы дацита. Распространение их ограничивается верхними частями вулканической постройки.

Породы нижнего и среднего комплексов содержат диатомовую флору, возраст которой определен В.Н. Вешкиной [Полунин, 1969] как конец среднечетвертичного — начало верхнечетвертичного времени. В составе флоры встречаются типичные морские, солоноватые и пресноводные организмы при преобладании последних. Наиболее богатая флора встречена в отложениях морской террасы в районе м. Бузанова.

Самые молодые породы экструзивного некка, выходящие в виде круто-склоненного купола (см. рис. 21) имеют абсолютную отметку 86 м. Высота купола относительно подножия около 400 м, а площадь основания более 1 км<sup>2</sup>. Породы представлены дацитом с крупными вкрапленниками кварца. По предположению Е.К. Мархинина [1969а, б], отложение лапиллиевых туфов предшествовало во времени внедрению экструзий. Последнее извержение вулкана отмечено в 1880 г. (см. рис. 21).

Для определения абсолютного возраста Г.В. Полуниным были отобраны обломки древесины из нижнего комплекса и лапиллиевых туфов. По этим материалам возраст нижнего комплекса определен ( $39\ 300 \pm 600$ ;  $40\ 200 \pm 750$ ) около 40 000 лет. Возраст лапиллиевых туфов ( $4220 \pm 50$ ) около 4000 лет. Таким образом, продолжительность гидротермальной деятельности, вероятно, также составляет около 4000 лет. Первичные породы, слагающие постройку вулкана Менделеева, подверглись интенсивной гидротермальной переработке, выражаящейся в аргиллитизации и пропилитизации. Мощность зоны аргиллитизации, развитой в приповерхностных условиях (вероятно, выше уровня дегазации высокотемпературных вод), составляет несколько метров и достигает максимальной величины в районе Горячего Пляжа (50–70 м), подробно описанного далее.

Таким образом, характерная особенность рассматриваемого района заключается в том, что в геологическом строении его участвуют вулканогенные породы, в которых туфы преобладают над лавами. Последнее определяет характер циркуляции и динамику подземных вод. Химический и литологический состав меняется как по площади, так и на глубину.

**Гидрогеологические условия.** В гидрогеологическом отношении здесь выделяются два водоносных комплекса, разделенных игнимбритами и лавоподобными породами липаритового состава, служащими относительным водоупором.

Верхний водоносный комплекс содержит солоноватые и слабосоленные перегретые воды со средней минерализацией 3–4 г/л. Породы комплекса разбиты трещинами различных направлений с углами падения, близкими к вертикальному. Преобладание открытых трещин определяет характер циркуляции вод. Мощность комплекса в пределах Горячего Пляжа 220–280 м [Набоко и др., 1969]. Сверху водоносный комплекс перекрыт пепловыми, пелитовыми и диатомовыми туфами основного состава с песчано-глинистым и глинистым заполнителем, служащим относительным водоупором. Воды этого комплекса напорные.

Распределение статических уровней в скважинах указывает на направление потока от вулкана Менделеева. Наиболее водообильны зоны повы-

шенной трещиноватости. Дебит скважин из верхнего комплекса, по данным В.М. Дуничева [1971], достигал 30 кг/с пароводяной смеси.

Нижний водоносный комплекс приурочен к вулканогенным породам (туффиты среднего состава), также разбитым трещинами. Вследствие того что трещины более закрыты, чем в верхнем комплексе, условия водообмена здесь затруднены. Поровая проницаемость пород в среднем 0,1–1 мД. Нижний водоносный комплекс характеризуется пластово-трещинной циркуляцией и содержит нейтральные хлоридно-натриево-кальциевые, соленые воды с минерализацией до 26 г/л. Дебит скважин не более 1 л/с. Интересно то, что воды этого комплекса не связаны с океаническими, поскольку в процессе годового выпуска пароводяной смеси из скважин подсоса не наблюдалось [Дуничев, 1971].

Относительный водоупор между верхним и нижним водоносными комплексами имеет мощность до 350–400 м и представлен спекшимися туфами и лавами дацитового и липарит-дацитового состава. Проницаемость пород водоупора низкая и по лабораторным испытаниям не превышает 0,22 мД. Гидравлическая связь между водоносными комплексами осуществляется по системе трещин, развитых в породах водоупора. На существование гидравлической связи указывает сходство метасоматических изменений в туфах и лавах андазито-базальта верхнего водоносного комплекса и породах относительного водоупора.

Область питания — постройка вулкана Менделеева. Атмосферных осадков здесь выпадает 1000–1800 мм/год. Область разгрузки приурочена к зонам повышенной трещиноватости. Четыре такие зоны выделены на месторождении Горячий Пляж, где они оперяют береговой разлом. Падение зон крутое на юго-запад. Местная разгрузка осуществляется по долям рек и ручьев.

Геотермический режим. В геотермическом отношении окрестности вулкана Менделеева изучены недостаточно полно, поскольку бурение сосредоточено лишь на месторождении Горячий Пляж. (В 1973 г. скважины бурились по руч. Кислый.)

Г.Н. Ковалевым и Ю.Б. Слезиным [1970] обследованы все группы источников и сольфатарные поля вулкана Менделеева. По их данным, источниками и паром (исключая Горячий Пляж) выносится на поверхность около 3000 ккал/с. Теплопотери, измеренные В.И. Белоусовым [1967], дают величину интенсивности выноса тепла на Северо-Восточном сольфатарном поле, равную  $1,7 \cdot 10^3$  ккал/( $\text{км}^2 \cdot \text{с}$ ). Обследованные нами выходы газовых струй на склонах вулкана имеют температуру  $\pm 96 \div 98^\circ \text{С}$ . Сольфатары у подножия поля имеют температуру, равную  $+75 \div 78^\circ \text{С}$ . Температура вмещающих пород достигает  $55 \div 60^\circ \text{С}$ . В пределах изученных нами серных бугров (до глубины 1,5 м) градиент температуры в среднем равнялся  $10^\circ \text{С}/\text{м}$ ; максимальная его величина достигала  $50^\circ \text{С}/\text{м}$ . В обводненных породах нижней части северо-восточного сольфатарного поля градиенты температуры составляли лишь доли градуса на 1 м.

Измеренный в лабораторных условиях коэффициент теплопроводности пород в верхней части сольфатарного поля в среднем равен  $2,7 \cdot 10^{-3}$  ккал/( $\text{см}^2 \cdot \text{с}^\circ \text{град}$ ), а в нижней части —  $3,1 \cdot 10^{-3}$  ккал/( $\text{см}^2 \cdot \text{с}^\circ \text{град}$ ). Таким образом, кондуктивный тепловой поток в 1971 г. на Северо-Восточном сольфатарном поле был в среднем равен 27 мккал/( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ). Детальные исследования 1973 г. с помощью модернизированных датчиков (рис. 22) показывают колебания теплового потока в интервале 30–3000 мккал/( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ), причем эти колебания непостоянны во времени и периодически изменяются. Интенсивность рассредоточенного парения

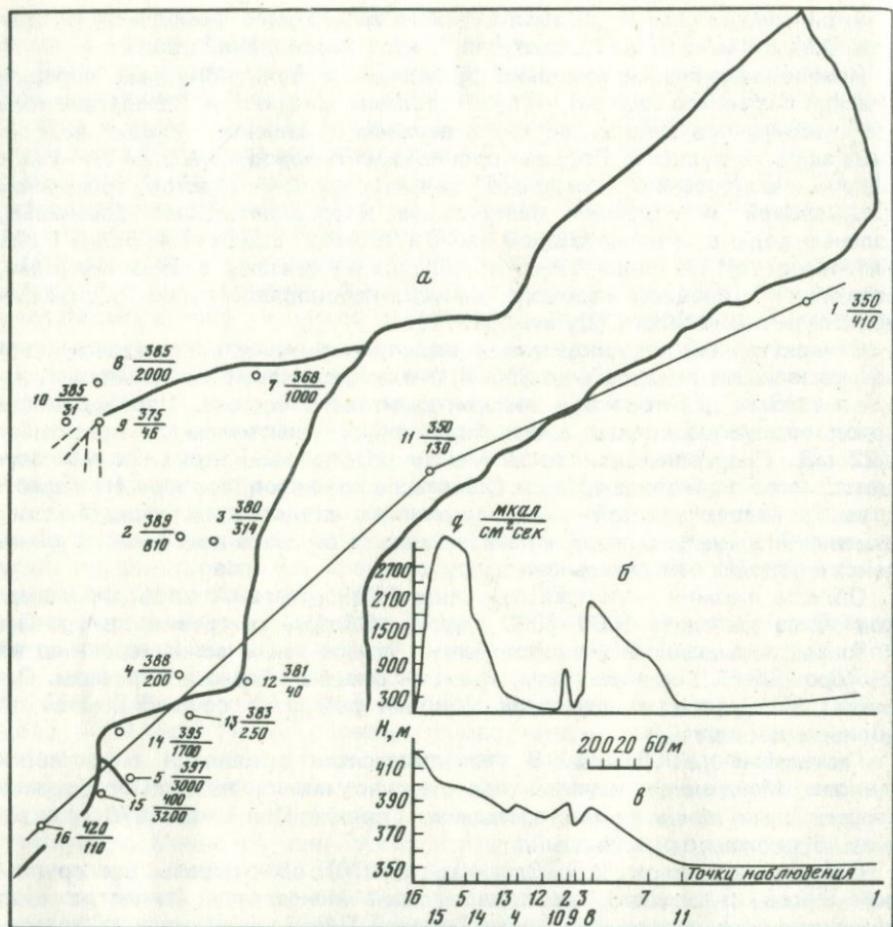


Рис. 22. Схема расположения точек (а) наблюдения за вариациями теплового потока,  $\text{мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$  на Северо-Восточном сольфатарном поле вулкана Менделеева; гипсометрический (б) и геотермический (в) профили (в числителе дроби — абсолютная отметка (м), в знаменателе — величина теплового потока, перед дробью — номер точки)

в целом по площади чрезвычайно низка вследствие наблюдающейся повсюду цементации поверхности грунта серой и в энергетическом выражении равна  $100\text{--}118 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$  (см. рис. 22, точки 14, 16). В местах высоких значений тепловых потоков замеренная интенсивность рассредоточенного парения равна  $0,46 \text{ г}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$  ( $27140 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ ).

Наиболее подробно к настоящему времени изучено месторождение Горячий Пляж. Максимальная зафиксированная температура здесь составляет  $169^\circ \text{ С}$ . Геотермическая съемка [Мархинин, 1959а, б] показала, что породы на поверхности местами прогреты до  $100^\circ \text{ С}$ . Последующие геотермические исследования в скважинах установили, что температуры значительно увеличиваются в сильно трещиноватых породах и падают в направлении стока. Такая закономерность распределения температур наблюдается и на хорошо изученном Паужетском термальном поле и, видимо, характерна для всех гидротермальных систем.

В породах верхнего водоупора, граничащих с кровлей верхнего водоносного комплекса, температура с глубиной растет до 100° С, резко повышаясь в зонах разломов. Непрерывный рост температуры наблюдается в породах верхнего водоносного комплекса и достигает максимальной зафиксированной величины на глубинах порядка 100–120 м.

На нижнем относительном водоупоре температура остается постоянной либо постепенно уменьшается к его подошве, по величине остается более 100° С. В нижнем водоносном комплексе господствуют температуры выше 100° С, но о закономерностях их изменений данных очень мало. Более вероятным, по мнению В.М. Дуничева, кажется близстоятельный режим с небольшими местными колебаниями в ту или иную сторону. По данным В.М. Дуничева (опытные испытания), вынос тепла гидротермами Горячего Пляжа равен 12 500 ккал/с. Измеренная автором интенсивность рассредоточенного парения колебалась от  $0,9 \cdot 10^{-3}$  до  $2,5 \cdot 10^{-2} \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$  50–1500 мккал/( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ).

Исследование теплового потока датчиками показало (рис. 23), что величина общего теплового потока лежит в интервале 80–1000 мккал/( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ). У ручья Лечебный зафиксированы потоки в 2500 мккал/( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ). Величина кондуктивного теплового потока, вычисленная как произведение коэффициента теплопроводности пород, измеренного в полевых условиях, на градиент температуры, лежит в интервале 40–210 мккал/( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ). Средняя величина кондуктивного теплопотока для вулкана Менделеева принята равной 30 мккал/( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ) из-за того, что она не менялась во времени. Таким образом, вынос тепла гидротермами и паром равен 15 500 ккал/с, а кондуктивным путем – 1800 ккал/с.

Гидротермальные изменения пород. Изменение смешанных пород обусловлено воздействием нагретых газов и вод и поэтому различно на сольфатарных полях и в районе интенсивной разгрузки гидротерм (Горячий Пляж). Мы не имеем полных сведений об измененных породах на сольфатарных полях, поэтому можем охарактеризовать лишь близповерхностные изменения. Изменение пород на сольфатарных полях идет под воздействием газовых струй, ведущая роль в которых (90%) принадлежит водяному пару. Приводим состав серусодержащих компонентов конденсата [Набоко, Сильченко, 1959]:

г/л	вес. %
H <sub>2</sub> S	0,0071
SO <sub>2</sub>	0,0788
SO <sub>2</sub>	0,0459

Хлор в конденсате присутствует в незначительных количествах. Изменения мало обводненных породах верхних частей сольфатарных полей выражены интенсивным окварцеванием пород. Среди минеральных новообразований резко преобладают сера, затем сульфиды и сульфаты. Сопоставление зональности на нескольких серных буграх, изученных нами летом 1971 г., приводит к следующим представлениям.

Верхняя часть разреза мощность 5–10 см представлена отложениями сублимационной серы. Ее столбчатые кристаллы ориентированы перпендикулярно поверхности. Внизу наблюдается слой беспорядочно ориентированной серы мощностью до 50 см. Нередки обломки пород, сильно окварцованных и обеленных.

Ниже лежит слой трещиноватых опалово-алунитовых пород, пропитанных конденсатами газовых струй с pH-1, весьма агрессивных по отношению к породе. Трещины ориентированы беспорядочно. Порода плотная, с средней части сохранена реликтовая структура. На поверхности породы

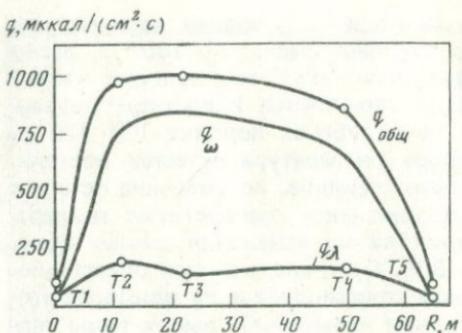


Рис. 23. Схема соотношения кондуктивного ( $q_{\lambda}$ ) и конвективного ( $q_{\omega}$ ) выноса тепла по профилю у руч. Теплый (горячий Пляж).  $q_{\text{общ}}$  — величина  $q_{\lambda}$  полученная по датчику

всегда обнаруживается слой ориентированных кристаллов серы; мощность породы 30–35 см.

Далее залегает слой рыхлых черных сажистых сульфидов и сульфатов зеленовато-голубого и желтого (ремерит) цвета. Судя по химическому анализу, желтые выцветы состоят из сульфатов; мощность слоя около 30 см. Затем идут монолитные окремненные породы. Треугольники в них часто выполнены прожилками опала. Видимая мощность кварц-алунитовых пород порядка 30–40 м.

В нижних частях сольфаторного поля породы изменяются под воздействием грунтовых вод, насыщенных газами. Вследствие этого характер их изменения уже иной. Здесь нет столь интенсивных выделений серы. Породы в ореолах пропаривания изменены на целлюлозу до глин. Здесь же наряду с гидросульфатами образуются грязевые котлы. Ориентированная мощность зоны аргиллитизации около 2 м. Столь небольшая мощность, видимо, связана с относительной молодостью и недостаточной развитостью процесса. Кроме того, мощность зоны постоянно сокращается под воздействием поверхностных водотоков. Интенсивность водной эрозии не поддается учету, но, судя по углу наклона поверхности зоны интенсивной аргиллитизации и количеству вынесенного материала в меандрах ручья, где мощность отложений глин свыше 3 м, перемещение глинистого материала существенно.

Минералообразование в грязевых котлах, залегающих в опалитах, недавно детально изучено Л.М. Лебедевым [1970]. Им отмечены сфалериты, метациннабариты, киноварь, галениты, антимониты, реальгары, аури-пигменты. Весьма своеобразны оолитовые выделения опала с тем или иным содержанием сульфидов железа и цинка.

Сопоставляя гипсометрические уровни грязевых котлов, можно прийти к выводу о том, что ориентированно мощность зоны опалово-алунитовых пород составляет 30–40 м. В нижней части Северо-Восточного сольфаторного поля проявляется зона интенсивной аргиллитизации мощность около 2 м. Опализация пород наблюдается и ниже сольфаторного поля по ручью Кислому, особенно вблизи выхода горячих ключей, но процесс в значительной мере ослаблен, имеет местное значение и вряд ли влияет на геотермический режим.

Наиболее полно колонка гидротермально измененных пород представлена на Горячем Пляже. В последнее время считают, что гидрохимические типы вод вулкана Менделеева имеют единую природу, а их разнообразный состав объясняется химической дифференциацией и различной глубиной формирования [Набоко и др., 1969; Дуничев, 1971]. Следовательно, и тепловая нагрузка их также обязана одной и той же группе факторов.

В общем случае вследствие специфической геохимической, гидродина-

мической термодинамической и геотермической обстановки породы изменяются разнонаправленно. Однако выявляется и общая закономерность смены минералогических зон на глубину. Она выражается в смене приповерхностной зоны аргиллитизации зоной пропилитизации. Местами отдельные процессы зоны пропилитизации приобретают самостоятельное значение. Зона аргиллитизации имеет среднюю мощность около 250 м. Подзона интенсивной аргиллитизации начинается с поверхности по периферии липаритовой экструзии и туфам андезито-дацитового и андезито-базальтового состава; она распространяется на глубину 67 м. Ее мощность непостоянна и в среднем может быть принята равной 50 м. Основной минерал — монтмориллонит и его железистая разность (нонтронит). Особенно интенсивно изменяются цемент туфа и обломками лавы, плагиоклаз подвергнут выщелачиванию, в пустотах и по трещинам развит монтмориллонит. На некоторой глубине появляется анальцим, что свидетельствует о переходе к зоне цеолитизации. Наряду с цеолитами появляются гидрослюдя и гидрохлорит.

Следующая по глубине подзона — умеренной аргиллитизации, или монтмориллонит-цеолит-хлорит-адулярная зона. Характерная ассоциация в ней — монтмориллонит-цеолит-гидрослюдя-гидрохлорит. Если анальцим характерен для переходной зоны, то ломонит представляет собственно зону цеолитизации. Для месторождения Горячий Пляж весьма характерно развитие внутри этой зоны адуляра, вследствие этого С.И. Набоко с соавторами [1969] выделяет здесь зону адулярной пропилитизации.

Для удобства сравнения тепловых эффектов с другими месторождениями мы не будем эту зону описывать отдельно, укажем ниже лишь на ее особенности. Чаще всего адуляр развивается по плагиоклазу совместно с ломонитом, морденитом, иногда замещает плагиоклаз полностью. Характерно развитие адуляра по пустотам, трещинам и по зальбандам кварцевых прожилков. В различных участках месторождения адуляр развит на разных глубинах. Так, в восточной части (скв. 3) он развит с поверхности до глубины 143 м [Набоко и др., 1969], в юго-восточной — с глубины 100 м (скв. 1, 4). Вероятно, его развитие контролируется уровнем вскипания гидротерм, что заметно и на других месторождениях. Появление карбонатов и эпидота свидетельствует о переходе к зоне типичной пропилитизации. Основные изменения пород выражены в замещении плагиоклаза и цемента. В результате адуляризации исходная порода претерпевает значительные химические изменения [Набоко и др., 1969]; это выражается в привносе  $K_2O$  и выносе других щелочей. В более глубоких частях зоны наблюдается меньший привнос  $K_2O$ . Развитие адуляра без привноса  $K_2O$  характеризуется ассоциацией его с кварцем, ломонитом и др. Моноклинный пироксен почти всегда остается свежим, а вот ромбический (гиперстен) замещается магнезиальным хлоритом. Мощность подзоны умеренной аргиллитизации около 200 м.

Зона пропилитизации прослеживается по всему месторождению и развита по туфам и туффитам андезитового состава. Интенсивность гидротермальных изменений зависит от физических свойств пород и их проницаемости, поэтому наряду с породами, сильно проработанными, встречаются горизонты слабоизмененные. Характерная ассоциация кварца, кальцита, гидрослюды, гидрохлорита, ангидрита и эпидота, причем с глубиной количество эпидота увеличивается. Предполагают, что из цеолитов присутствует гейландит [Набоко и др., 1969]. Кальцит и ангидрит — весьма обычные представители минеральных ассоциаций. Полностью отсутствуют минералы вышележащей зоны — монтмориллонит, адуляр, ломонит.

В целом по месторождению обнаружено 35 гидротермальных минералов. Гидротермальные изменения происходят под воздействием слабо-

кислых на глубине ( $\text{pH} = 6$ ) и слабощелочных на поверхности ( $\text{pH} \sim 8$ ) растворов хлоридно натриевого состава с тем или иным содержанием сульфат и гидрокарбонат-иона. Температура достигает  $170^\circ\text{C}$  и выше.

Интересно отметить специфику вторичного минералообразования в породах водоупора и водоносных комплексов. Во-первых, минералообразование наблюдается интенсивно по трещинам и слоистости. Во-вторых, изменению подвергается вся порода, и особенно цемент и обломки минералов. Крупные же обломки плотных лав замещены слабее, и вторичные минералы чаще выполняют пустоты пор и трещины.

**Монтмориллонит** — наиболее распространенный минерал, развитый по всем разностям пород, его состав мало зависит от замещаемых пород. Вблизи поверхности — это более железистые разности, по андезито-базальтам — кальциевые, по туфам дацита — натриевые. Термограммы глубинных монтмориллонитов, развивающихся по породам различного химического состава, сходны [Набоко, Главатских, 1970]. Первый эндотермический пик, соответствующий выходу физически связанной воды, наблюдается при температуре  $140^\circ\text{C}$ . Такой же пик для поверхностных разностей наблюдается при более высоких температурах и для разных образцов находится в интервале  $179$ — $189^\circ\text{C}$ . Вторая эндотермическая остановка для глубинных монтмориллонитов наблюдается при температуре в интервале  $590$ — $620^\circ\text{C}$ . В поверхностных разностях гидроксильная вода [Набоко, Главатских, 1970] выделяется в два этапа — при температуре  $564$  и  $718^\circ\text{C}$ , что связано с повышенным содержанием железа в структуре минерала. Последняя эндотермическая остановка, связанная с распадом уже обезвоженного монтмориллонита, у глубинных разностей — при температуре  $820^\circ\text{C}$ , у поверхностных — при температуре  $890^\circ\text{C}$ . Поверхностные монтмориллониты содержат большее количество связанной воды, что, вероятно, должно отразиться на межпакетных расстояниях.

**Хлорит** — следующий, наиболее типичный глинистый минерал, развивающийся в наиболее высокотемпературных условиях по породам подошвы верхнего водоносного комплекса Ютуфы андезито-базальтов и туфам дацита (нижний водоупор). По мере падения температуры он снова замещается монтмориллонитом [Набоко, Берхин, 1970] на глубине  $441$ — $513$  м. Состав хлорита не контролируется химическим составом первичных пород, их термограммы также сходны, обнаруживая эндотермические остановки при температуре  $130$ ,  $200$ ,  $560$ ,  $570$ ,  $720$  и  $820^\circ\text{C}$  [Набоко, Главатских, 1970].

**Цеолиты** по распространению образуют следующий ряд: морденит, ломонит, гейланит. Морденит развит как по породам верхнего водоносного комплекса, так и породам нижнего водоупора. Ломонит чаще всего ассоциирует с аддуляром и контролируется зоной парообразования, уровень которой погружается в направлении вулкана Менделеева. Гейланит развит преимущественно в зоне типичной пропилитизации в нижнем водоносном комплексе, остальные цеолиты довольно редки.

**Эпидот** наиболее типичен для нижнего водоносного комплекса, присутствует же он почти во всем изученном интервале.

**Кальцит и ангидрит** также характерны для зоны пропилитизации, они развиваются с глубины около  $440$  м.

## ПАУЖЕТСКО-КАМБАЛЬНОЕ ПОЛЕ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Паужетское месторождение гидротерм находится на юго-западе Камчатки (см. рис. 5) и является частью молодой гидротермальной системы Камбального хребта, оно приурочено к северо-западной части вулканотектонической брахиантклинальной структуры. Последнее определяет геолого-структурную связь термопроявлений Паужетского поля и Камбального хребта [Белоусов, Сугробов, 1971]. По данным В.М. Сугробова [1964], эта связь проявляется также в единстве состава паровых струй и в одинаковом выносе тепла с единицы площади. Данное месторождение изучали также Б.И. Пийп, С.И. Набоко, В.В. Аверьев, В.В. Иванов, Е.А. Вакин и другие исследователи.

**Геологические условия.** В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные породы, описанные многими исследователями [Аверьев, Белоусов, 1965; Белоусов, Сугробов, 1971; Набоко, и др., 1965].

Самые древние породы, вскрытые скважиной Р-1 (рис. 24), — вулканикотектонические песчаники анавгайской свиты ( $Pg-N_1^1$ ). На них залегают древнечетвертичные ( $Q_1^1$ ) туфоконгломераты и спекшиеся туфы дацитов светло-серого цвета, массивной и витрокристаллической структур мощностью до 190 м. В настоящее время они объединены в единую толщу. На них залегают туфы паужетской свиты плейстоценового возраста.

В нижней части разреза выделяется пачка андезитовых туфоконгломератов. Это плотные породы пестрого цвета с массивной текстурой. В обломках диаметром до нескольких сантиметров присутствуют андезиты и андезитобазальты. Форма обломков угловатая и слабоокатанная. Первичный цемент состоит из обломков пород и минералов. В результате вторичных процессов цемент подвергся карбонатизации и хлоритизации. Мощность пачки в центральной части поля 140 м, а к Камбальному хребту уменьшается до 70 м. Эта пачка покрывается псефитовыми и агломератовыми туфами с прослойками туфоконгломератов. Цвет пород серовато-зеленый. В обломках присутствуют пемзы и лавы андезитов. Вверх по разрезу содержание пемз увеличивается. Мощность пород колеблется от 200 до 260 м, уменьшаясь к югу. Эта толща характеризуется наибольшей обводненностью. Она перекрывается плотными алевропелитовыми и пелитовыми туфами андезито-дакитового состава общей мощностью около 60–120 м.

Породы паужетской свиты прорваны экструзивными и интрузивными телами кислого и основного состава (см. рис. 23). В южном и юго-восточном направлении мощность пород уменьшается, начинает преобладать крупнообломочный материал. Породы описываемого месторождения разбиты разрывными тектоническими нарушениями сбросового типа северо-восточного и северо-западного направлений. Углы падения зон дробления крутые ( $75$ – $80$ °).

**Гидрологические условия.** В гидрологическом отношении в пределах описываемого месторождения выделяются два водоносных комплекса [Сугробов, Аверьев, 1965]. В верхнем комплексе выделяются два горизонта.

1. Аллювиальные валунно-галечниковые отложения, концентрирующие в себе основную массу грунтового потока. Мощность отложений до 10 м, дебиты скважин составляют 3,3–3,5 кг/с. Этот водоносный горизонт подстилается слабопроницаемыми пепловыми и псамmitовыми туфами паужетской свиты, служащими относительным водоупором, мощность отложений до 42 м.

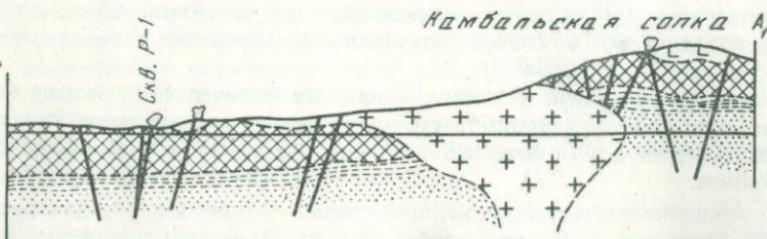
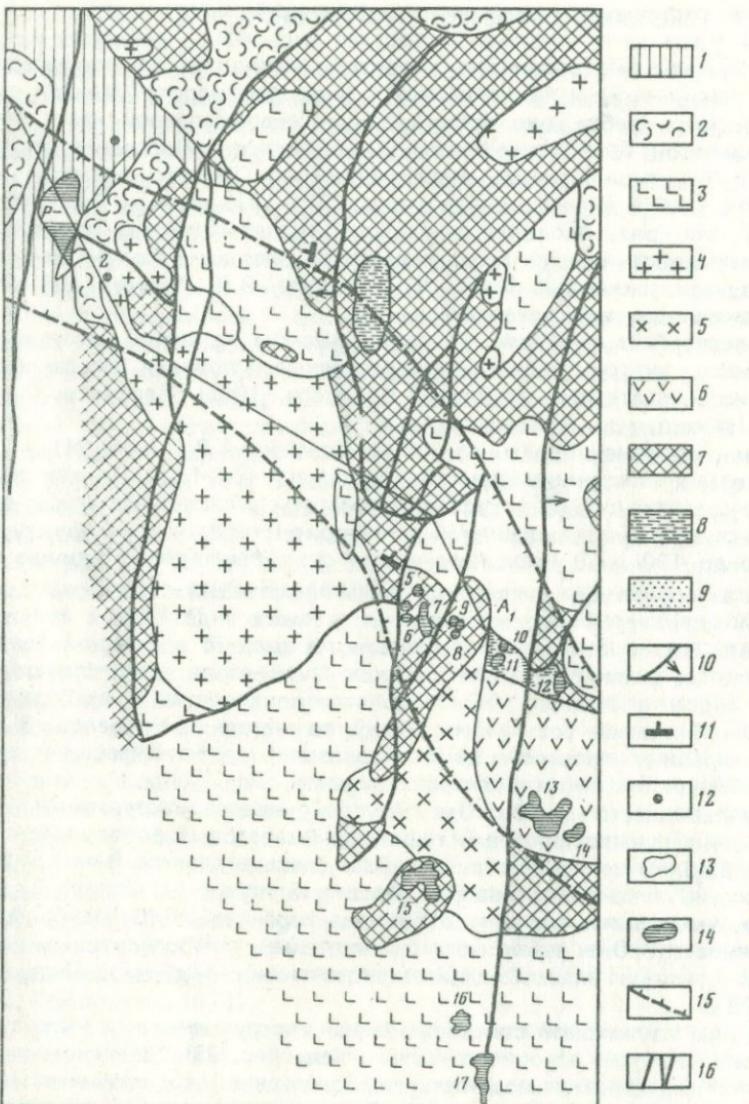


Рис. 24. Схематическая геологическая карта северо-западной части Камбального хребта [Белоусов, Сугробов, 1971]

Голоцен: 1 — верхний, аллювиальные отложения; 2 — нижний, пемзовые отложения; 3 — лавы андезитов и базальтов Камбального вулкана; 4 — риодакты экструзии

2. Псефитовые туфы андезито-дацитового состава заключают высокотемпературные воды, коэффициент проницаемости туфов от 0,00324 до 0,0350 Д; дебит скважин до 6,0 кг/с. Эти породы подстилаются пачкой слабопроницаемых туфоконгломератов.

Нижний водоносный комплекс (вулканомиктовые песчаники анавгайской свиты) характеризуется слабой обводненностью, дебиты скважин незначительные.

В пределах первого горизонта верхнего водоносного комплекса преобладают пресные грунтовые воды поровопластовой и трещинной циркуляции. Основная же масса термальных вод приурочена ко второму горизонту верхнего комплекса и нижнему водоносному комплексу и характеризуется пластово-трещинной циркуляцией.

Область питания подземных вод расположена в районе Камбального хребта. По данным Е.А. Вакина [1968], количество выпадающих осадков здесь превышает 2000 мм/год, например на высоте 780 м количество их в течении 4-летнего периода наблюдений достигало 4529 мм/год.

Разгрузка вод осуществляется в долине р. Паужетки, что убедительно показано В.М. Сугробовым [Сугробов, 1964; Сугробов, Аверьев, 1965] при изучении статических уровней в скважинах. По данным Е.А. Вакина [1968], общий модуль стока составляет  $52,6 \text{ л}/(\text{км}^2 \cdot \text{с})$ , причем поверхностный и грунтовых сток (речной) равен  $21,1 \text{ л}/(\text{км}^2 \cdot \text{с})$ , а сток, не дренируемый местной речной сетью,  $- 31,5 \text{ л}/(\text{км}^2 \cdot \text{с})$ . Общий расход термальных вод составляет  $100 \text{ л}/\text{с}$  [Аверьев, Сугробов, 1965].

**Геотермический режим.** Распределение температуры в недрах месторождения детально изучено В.М. Сугробовым и Н.Г. Сугробовой [1965]. Далее кратко изложены результаты этих исследований.

Термический режим месторождения определяется в основном условиями циркуляции нагретых вод. Установлено, что в направлении стока на одних и тех же глубинах температура понижается, на участках же интенсивной разгрузки гидротерм, наоборот, увеличивается.

Распределение температур с глубиной закономерно связано с литологией и проницаемостью пород. В слабопроницаемых породах температурный градиент весьма значительный. В хорошо проницаемых и сильно обводненных породах нарастание температуры с глубиной менее интенсивно. Температура пород в этой области, вероятно, характеризует температуру циркулирующих здесь растворов. Максимальная наблюдаемая температура здесь равна  $194-200^\circ \text{C}$  в юго-восточной части участка на глубине 400 м (скв. 18). Область высоких температур приурочена к местам естественного выхода кипящих источников. В северном и северо-западном направлении температура снижается до  $160-170^\circ \text{C}$  (скв. 4, 8, 11, 19). В наиболее удаленной от области естественной разгрузки части участка температура падает до  $74^\circ \text{C}$  (скв. 3, на глубине 312 м).

---

Плоской; 5 — риолиты и дациты экструзий Камбального хребта; 6 — андезито-базальтовая экструзия Кривая. Плейстоцен: 7 — паужетская свита (псефитовые, алевролитовые, пепловые туфы риодакитового состава); 8 — спекшиеся туфы дацитов; 9 — плиоцен, песчаник вулканомиктовый; 10 — разрывные нарушения; 11 — элементы залегания пород; 12 — скважины; 13 — паровые струи; 14 — термальные поля, оконтуренные по изотерме  $+20^\circ \text{C}$  на глубине 1 м; 15 — зона распространения высокотемпературных гидротерм; 16 — зона тектонических разрывных нарушений. Цифры на карте: 1 — Паужетское поле; 2 — Верхнепаужетское поле; 3 — Восточно-Паужетское поле; 4 — первая группа Северо-Камбальных паровых струй; 5—9 — вторая группа; 10—12 — третья группа; 13—14 — Восточно-Камбальное поле; 15 — третья группа Южно-Камбальных паровых струй; 16 — вторая группа; 17 — первая группа

Измерение температур в роторной скважине (800 м) показывает, что до глубины 120 м температура быстро увеличивается и достигает  $171^{\circ}$  С, далее, до глубины 400 м, рост температуры менее интенсивный – до  $186^{\circ}$  С. В интервале 400–500 м наблюдается падение температур до  $162^{\circ}$  С. Расчет температуры на забое скважины по наблюдаемому градиенту дает величину ее не более  $150^{\circ}$  С.

Уровень вскипания гидротерм в крупных трещинах в среднем находится на глубине 120 м, местами опускаясь до 200 м и ниже. В порах и мелких трещинах парообразование происходит в близповерхностного замечания пород. Следовательно, такая граница может быть проведена лишь условно; в каждом же частном случае она имеет различный уровень, зависящий от температуры гидротерм, давления, проницаемости и трещиноватости пород.

Вынос тепла гидротермами В.В. Аверьевым, В.М. Сугробовым [1965] определен в  $4,73 \cdot 10^{11}$  ккал/год ( $1,5 \cdot 10^4$  ккал/с), кондуктивные теплоизтраты составляют около  $3,94 \cdot 10^{-5}$  ккал/( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ), что примерно в 20 раз больше регионального теплового потока, определенного Б.Г. Поляком [1966] для Восточной вулканической зоны Камчатки величиной  $2 \cdot 10^{-6}$  ккал/( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ).

Согласно данным В.В. Белоусова, В.М. Сугробова [1971], величина общего непосредственно измеренного выноса тепла гидротермальной системой составляет  $2,5 \cdot 10^4$  ккал/с. Эти же авторы, анализируя геологические, гидрогеологические и геотермические условия гидротермальной системы Камбального хребта, пришли к выводу, что на всем протяжении термальной зоны, показанной на рис. 20, гидротермальная активность обусловлена существованием на глубине вод с температурой более  $150^{\circ}$  С, а поток формируется в пределах этой зоны, ширина которой составляет 3–4 км.

**Гидротермальные изменения пород.** При взаимодействии гидротермальных растворов с вмещающими их породами последние претерпевают существенные изменения как в минералогическом, так и в химическом составе. В зависимости от термодинамической и геохимической обстановки формируются различные минералогические зоны

Минералогическая зональность описана по материалам исследователей, детально изучивших месторождение [Набоко, Пийп, 1961; Набоко, 1962–1965 гг.; С.И. Набоко, Г.А. Карпов, А.П. Розникова, 1966]. Названия зон основаны на приведенной в главе II классификации и вызвано необходимости укрупнения зон (без изменения их сущности) для облегчения ориентировки при сопоставлении зональности различных месторождений.

Зона аргиллитизации развита с поверхности до глубины 300 м, имеет в среднем мощность около 70 м.

В подзоне интенсивной аргиллитизации, развитой спорадически, основной минерал – каолинит с незначительной примесью гидрогетита, опала, алуниита и пирита. В более глубоких горизонтах отмечаются минералы группы монтмориллонита. Процесс идет при температуре  $50$ – $100^{\circ}$  С под воздействием кислых сульфатных растворов, образующихся при конденсации пара, отделяющегося от щелочных хлоридно-натриевых вод. Состав газов в конденсате пара варьирует в пределах: 10–100 мг/л  $\text{H}_2$  и 20–200 мг/л  $\text{CO}_2$ .

Термальная вода, взятая в зоне аргиллитизации, несколько кислее почвового раствора. Породы подзоны интенсивной аргиллитизации химически значительно изменены, что выражается в выносе щелочных и щелочно-земельных металлов, о чем можно судить и по составу водных вытяжек из глин. Состав водных вытяжек коррелируется с составом почвового раствора.

В целом по месторождению мощность подзоны интенсивной аргиллитизации равна 1–5 м, в среднем 1,5 м. Она контролируется содержанием сероводорода, поэтому С.И. Набоко и другие исследователи классифицируют процесс как сернокислотное выщелачивание. На глубине все большую роль начинают играть минералы группы монтмориллонита и цеолита, что дает нам основание выделить подзону умеренной аргиллитизации.

Выделенная подзона развита по всей площади месторождения, ее мощность в среднем 65 м. В зависимости от геотермических, тектонических и гидрологических условий нижняя граница зоны непостоянна и в отдельных скважинах достигает 300 м (скв. 3). По данным С.И. Набоко и др. [1965], верхняя и нижняя температурные границы подзоны лежат в интервале 50–100° С соответственно. Кроме монтмориллонита, присутствуют цеолиты — анальцим, птиколит, а на глубине появляется ломонит. Резкой границы между подзонами интенсивной и умеренной аргиллитизации и подзоной цеолитизации провести нельзя, поэтому называемые границы несколько условны, а зоны и подзоны выделяются по преобладающему минералу. Критерий мощности подзоны умеренной аргиллитизации — температурный фактор, которому подчиняется и ее пространственное положение. В направлении погружения изотерм (с юга на север) мощность подзоны, развивающейся в основном по алевропелитовым туфам дацитового состава, увеличивается. Основной замещающийся минерал — плагиоклаз; за ним следуют пироксены (авгит) и стекло. Монтмориллонит желтого, желто-зеленого и зеленого цвета. Судя по составу порового раствора из этой зоны часть монтмориллонита могла отложиться из него синтетически.

Так же как и в подзоне интенсивной аргиллитизации, составы водных вытяжек и поровых растворов хорошо согласуются, химические изменения пород незначительны, однако наблюдается небольшое обогащение породы магнием и водой.

С появлением на глубине ломонита и увеличением температуры содержание монтмориллонита уменьшается и подзона умеренной аргиллитизации переходит в подзону цеолитизации, которая развита ниже по псефитовым литокристаллокластическим туфам дацитового состава. К северу она выклинивается, а наибольшую мощность имеет на южном участке Паутежского термального поля, что, вероятно, связано с высоким термическим потенциалом этого участка и повышенной обводненностью. Основной представитель минералов группы цеолитов и в подзоне — ломонит, реже, по данным С.И. Набоко [1963], встречаются томсонит и филлипсит. Наиболее часто ломонит встречается с адуляром, реже присутствуют кальцит, хлорит, кварц, иногда эпидот, ангидрит и пирит, свидетельствующие о переходе к зоне типичной пропилитизации. В основном ломонит развивается по плагиоклазу, реже — по пироксену и роговой обманке. Наиболее благоприятны трещиноватые зерна и блоки минералов.

В описываемой подзоне встречается совместно как катионный, так и анионный метасоматоз (окварцевание, карбонатизация), на локальных участках иногда приобретающий самостоятельное значение. Детальное изучение месторождения позволило С.И. Набоко [1963] выделить участки окварцевания и адуляризации, кварц-гидрослюдистого метасоматоза местного развития. Такие участки фиксируют аномальные условия разгрузки в общем одних и тех же по химизму гидротерм. Часто они связаны с наиболее раздробленными объемами пород, где реализуются условия вскипания и депарированный гидротерм. При вскипании происходит концентрирование жидкой фазы, в результате чего некоторые компоненты ( $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CO}_3$ ) приобретают высокую активность. Отжатый поровый

раствор гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый с  $\text{pH} = 9,1$  и минерализацией около 10 г/л. Следовательно, компоненты, содержащиеся в растворе в малой концентрации ( $\text{K}^+$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ), могут быть переотложены в твердой фазе лишь в особых случаях. Образование же цеолитов связано с фиксацией ионов водорода, что подтверждается высоким  $\text{pH}$  растворов. Подвижны в этом случае ионы кальция и алюминия.

Таким образом, в результате сложных соотношений гидрогеологических, геотермических и тектонических условий в подзоне цеолитизации количество новообразованных минералов, по данным С.И. Набоко [1963], достигает на обводненных участках 60%. На основной процесс гидротермального изменения пород при аномальных условиях могут накладываться второстепенные процессы: альбитизация, окварцевания, адуляризации и др. В среднем подzonе цеолитизации имеет мощность 150–200 м и на глубину сменяется зоной пропилитизации.

Зона пропилитизации развита по всей площади месторождения и прослеживается на глубине до 800 м (забой роторной скважины Р–11). Характерно присутствие хлорита, альбита, кальцита, серицита, ломонитта, эпидота. Реже (в основном в переходных зонах) встречаются кварц, монтмориллонит, ангидрит. Вторичные минералы, характерные для пропилитов, развиваются по плагиоклазу и обломкам пород, заключенных в туфоконгломератах андезитового состава. Наиболее частая ассоциация по плагиоклазам – альбит-серицит-кальцит-хлоритовая. По обломкам пород развиты хлорит, карбонат, халцедон, клиноцизит. Минералообразование идет при температурах 100–200° С в близнейтральных ( $\text{pH} \sim 7$ ), слабокислых ( $\text{pH} \sim 6$ ) растворах.

Несколько иные закономерности минералообразования наблюдаются под воздействием конденсатных вод в верхних частях гидротермальной системы, возникающих в трещиноватых зонах выше уровня вскипания хлоридно-натриевых гидротерм. Формирование этих вод происходит при тепловых потоках 200–300 мккал/(см<sup>2</sup> • с). Они образуются в результате смешения пара, отделившегося от хлоридно-натриевых терм, с холдными талыми водами, конденсатные воды имеют  $\text{pH} 5,5$ –6,0, более низкую минерализацию и служат хорошим растворителем силикатных минералов. Распространены они в приподнятых в пределах Камбальского хребта отложениях паужетской свиты и в вышележащих отложениях верхнего яруса. Здесь мы дополнительно приводим результаты изучения гидротермально измененных пород района Северо-Камбальных паровых струй, находящихся гипсометрически выше основной области разгрузки хлоридно-натриевых вод. Эти породы обнажаются на крутом склоне распадка, ниже круглогодичного снежника. На дневную поверхность здесь выходят паровые струи и мелкие горячие источники. Паровая фаза преобладает над жидкостью. Паровые струи локализуются в верхней части склона, источники приурочены к его подножию. Распространение гидротерм ограничено уровнем проникновения (инфилтрации) талых пресных вод. В близповерхностных условиях на крутых склонах осуществляется конденсация пара и смешение конденсата с талыми поверхностными водами.

Породы паужетской свиты представлены здесь пемзовыми и тепловыми туфами разного гранулометрического состава, от алевритопсаммитовой до псефитовой. Глинизация их приурочена к трещинам различного генезиса и размера. В туфах широко развит хлорит. Этот минерал часто замещает пироксен, развивается по скелету пемз и по трещинам спайности плагиоклазов, иногда слагает отдельные участки цемента. На современной стадии литогенеза в субповерхностных условиях хлорит неустойчив и замещается другими глинистыми минералами. По-видимому,

хлоритизация здесь, как и в Долине Гейзеров, предшествовала современной аргиллизации. Ассоциация с хлоритом позволяет отнести хлоритизацию к пропилитизации, которая представляет более высокотемпературную стадию изменения пород.

Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, реже — галенитом, образующими скопления в виде вкрапленных руд, приуроченных к верхним частям разреза.

На рис. 25 представлена схема распространения гидротермальных минералов в разрезе термального поля Северо-Камбальских паровых струй. В 1970 г. здесь были вскрыты только четыре термовыводящие трещины в районах шурфов 3, 5 и 8. В 1974 г. термовыводящие трещины наблюдались нами уже около шурфов 0, 2, 4 и 8. Это свидетельствует о высокой динамичности гидротермальной системы.

Хлорит-монтмориллонитовая ассоциация развита в более высокотемпературной области склона. Туфы, обнажающиеся в подножья крутого склона и лишенные делювиального покрова, содержат хлорит-монтмориллонитовую ассоциацию с вкрапленной полимической рудной минерализацией. Каолинит распространен на той части склона, где температура около 100° С. Смешанослойные каолинит-монтмориллонитовые образования встречаются на участках с температурой — 20–50° С, в зоне смешения конденсата с грунтовой талой водой в пределах проницаемых пемзовых отложений (скв. Р-14, шурфы 1, 2, 2а, 3, 3а и 4) или выполняют карманы в рельефе (делювий, шурфы 5 и 7). В первом случае это область генерации каолинит-монтмориллонита, во втором — область его аккумуляции. Смешанослойный монтмориллонит-каолинит распространен в зоне подъема по трещинам хлоридно-натриевых вод, их конденсации и смешения с талыми водами в более высокотемпературных условиях (70–100° С), нежели смешанослойный каолинит-монтмориллонит ( $t = 70^{\circ} \text{ С}$ ). Монтмориллонит, как правило, приурочен к реликтам хлорита. Количество монтмориллонита в туфах, содержащих хлорит-монтмориллонитовую ассоциацию минералов, увеличивается к верхним горизонтам. Скважиной Р-14, вскрываются пеплово-пемзовые туфы псаммитовой структуры, содержащие монтмориллонит (хлорита здесь не обнаружено), который замещает вулканическое стекло пемз и пепла. В настоящее время температура этих туфов около 40° С. По-видимому, монтмориллонит в них образовался раньше при более высоких температурах ( $\sim 100^{\circ} \text{ С}$ ) по механизму, описанному для кальдеры Узон [Ерощев-Шак, Ильин, 1978]. И наконец, в туфах при температуре — 60–80° С формируется гиббсит, который выполняет поры и трещины в гидротермально-измененных породах. В породах, вскрытых шурфом 8, гиббсит встречен в делювии во вторичном залегании.

По преобладающему в ассоциации минералу в разрезе измененных туфов Северо-Камбальских струй выделяется несколько последовательных зон глинистых минералов: 1) монтмориллонитовая (температура около 100° С), 2) смешанослойная монтмориллонит-каолинитовая (температура 100–70° С), 3) смешанослойная каолинит-монтмориллонитовая (температура 70° С), 4) каолинитовая (температура 100° С) и 5) гиббситовая (температура 80–60° С).

Наиболее высокотемпературная нижняя зона аргиллитизации — монтмориллонитовая. Все разности туфов, в которых развит монтмориллонит, им замещены. В виде реликтов отмечается оливин, пироксены, плагиоклазы и хлорит. Цемент порового и базального типа сложен мелкочешуйчатым монтмориллонитом, который образует каемки вокруг фенокристаллов пироксенов и плагиоклазов, выполняет пустоты, остав-

шиеся от растворения этих минералов, замещает хлорит, ранее образовывавший цемент в туфах, развивается по вулканическому стеклу пемз и пепла, выполняет трещины и поры в измененной породе. В местах подъема глубинных хлоридно-натриевых парогидротерм верхняя граница распространения этого минерала ограничена изотермой 100° С. Из-за сильной изменчивости динамики гидротермального режима Северо-Камбальных струй во времени и пространстве эта закономерность прослеживается лишь на свежих сколах и затушевывается при закрытии трещин.

Далее следует зона развития смешанослойного монтмориллонит-каолинита. Туфы, в которых распространены эти минералы, состоят из обломков эфузивов и фенокристаллов, погруженных в массу более мелких обломков эфузивных пород. Среди обломков кристаллов преобладает андезин, реже лабрадор. Связующая масса на отдельных участках утратила свою обломочную структуру, замещена агрегатами смешанослойного монтмориллонит-каолинита. Глинистый минерал развивается по крупным обломкам и кристаллам, проникая в них по трещинам. Темноцветные минералы обломочной части породы почти нацело замещены смешанослойным монтмориллонит-каолинитом, плагиоклазы сохранялись лучше. Поровые пространства также выполнены этим минералом, образующим более крупные таблитчатые кристаллы. Структура глинистого цемента чешуйчато-волокнистая. На дифрактограммах смешанослойный монтмориллонит-каолинит имеет рефлексы в малоугловой области с  $d = 14,25 \text{ \AA}$  (обр. III-3 № 7),  $13,6 \text{ \AA}$  (обр. III-3 № 6) и  $13,8 \text{ \AA}$  (обр. III-3 № 5) и ряд слабых рефлексов низших порядков. Первые рефлексы характеризуются плавным спадом интенсивности в сторону больших брэгговских углов. При насыщении этиленгликolem значения этих рефлексов соответственно увеличиваются до  $18,0$ ,  $17,2$  и  $17,0 \text{ \AA}$ , а после прокаливания при температуре  $350^\circ$  появляется серия интенсивных отражений низших порядков. На ИК-спектрах образцов смешанослойного монтмориллонит-каолинита отмечается полоса  $3710 \text{ cm}^{-1}$ , характерная для водородных связей слоев 1:1 каолинита. Согласно теоретическим расчетам дифракционных рефлексов смешанослойных минералов с монтмориллонитовыми и каолинитовыми слоями [Дриц, Сахаров, 1976], минерал, найденный в районе Северо-Камбальных струй, характеризуется  $S = 0$  и  $W = 0,65 - 0,70$ ;  $0,35 - 0,30$ . Смешанослойные монтмориллонит-каолиниты образуются в различных породах при температуре минералообразующих растворов от  $70$  до  $100^\circ$  С.

Зона смешанослойного каолинит-монтмориллонита наиболее распространена в приповерхностных условиях. Наибольшая мощность этой зоны наблюдается на участках, характеризующихся пониженным градиентом температур, т. е. в некотором удалении от термовыводящих каналов. Породы, содержащие смешанослойный каолинит-монтмориллонит, представлены различными туфами, которые иногда сильно изменены, а на некоторых участках свежие с неизмененными осколками кристаллов плагиоклазов и пироксенов. На участках замещения смешанослойный каолинит-монтмориллонит развивается по обломкам кристаллов, причем, несмотря на замещения, форма последних сохраняется. В туфах с обломками пемз каолинит-монтмориллонит развивается как по стеклу скелета пемз, так и в порах и цементе. Минерал, замещающий обломки пироксенов и плагиоклазов, образует относительно крупные агрегаты. На ИК-спектрах смешанослойных каолинит-монтмориллонитов выделяются все три водородные связи каолинита, имеющие полосы  $3710$ ,  $3670$  и  $3640 \text{ cm}^{-1}$ , а также полосы  $1640$  и  $1450 \text{ cm}^{-1}$ , указывающие на колебания молекул воды в межслоях 2:1. Смешанослойные каолинит-монтморил-

лониты образуются под действием слабокислых конденсатных вод, разбавленных талыми грунтовыми водами при температуре — 70–20° С.

Каолинит на крутых склонах весьма редок, на поверхности он не встречен. Область генерации его наблюдается в верхней пологой части склона на глубине от 30 и глубже 300 см (скв. Р-1). В районе подъема парогидротерм каолинит распространен выше изотермы 100° С, т. е. выше уровня вскипания — конденсации, в различных породах. В малоизмененных туфах он замещает периферические части зерен пироксенов и плагиоклазов и развивается по краям обломков вулканического стекла, образуя цемент обрастания. В сильно измененных породах каолинит замещает всю ткань в глинистом цементе базального типа, улавливается лишь контуры обломочных минералов, также замещенных каолинитом.

Гиббсит формируется в приповерхностных условиях в зоне интенсивного промывного режима слабокислыми водами с pH ~ 6, T = 60–80° С и содержании  $H_2SiO_3$  около 50 мг/л. Гиббсит выполняет поровые пространства и трещины в породах.

В общей сложности на Паужетском месторождении обнаружено около 45 новообразованных минералов, но наиболее распространенные из них (глинистые, цеолиты, хлориты и карбонаты) слагают последовательно сменяющиеся на глубине зоны аргиллизации и пропилитизации. Интенсивность новоминералообразования достигает 60% и более. Объем пород, подвергшихся изменению в пределах изученной площади ( $1,5 \text{ км}^2$ ), составляет не менее  $1,2 \text{ км}^3$  ( $1,2 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$ ). Несомненно, эта цифра занижена, поскольку разведана не вся площадь термопроявлений, но и она дает возможность представить масштабы измененных пород в очагах разгрузки гидротерм.

По определению В.В. Аверьева [1963], возраст Паужетской гидротермальной системы около 10 000 лет, следовательно, ежегодно изменяется слой не менее 8 см в год.

### БОЛЬШЕБАННАЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ СИСТЕМА

Большебанная гидротермальная система расположена в 70 км к юго-западу от Петропавловска-Камчатского в пределах Верхнекарымчинской зоны, характеризующейся широким развитием кислого вулканизма, предположительно среднемиоценового-нижнеголоценового возраста. Верхнекарымчинская структурно-тектоническая зона, в свою очередь, примыкает с юго-запада к Начикинской складчато-глыбовой зоне более древнего возраста (см. рис. 5). Большеенные и Малые-Банные источники известны еще со временем посещения их С.П. Крашенинниковым. В наше время они изучались Б.И. Пийпом, В.И. Ивановым, В.И. Кононовым, Б.Г. Поляком, Ю.А. Краевым, Ю.П. Трухиным и др. Однако более детально они изучались Камчатским территориальным управлением за период 1961–1969 гг.

В это время были проведены геологическая, термическая и гидрогеологическая съемки, геофизические работы, разведочное бурение с пробными, опытными и опытно-эксплуатационными выпусками.

Геологическое строение. В геологическом строении описываемого района принимают участие породы от олигоцен-нижнемиоценового до четвертичного возраста. В структурном отношении, по данным А.И. Сережникова, В.М. Зимина [1976], выделяются породы нижнего структурного яруса (фундамента) и верхнего яруса. К первым относятся толща алевролитов и аргиллитов (рис. 26) предположительно олигоцен-нижнемиоценового возраста и толща лав и туфов андезито-дацитового состава того же возра-

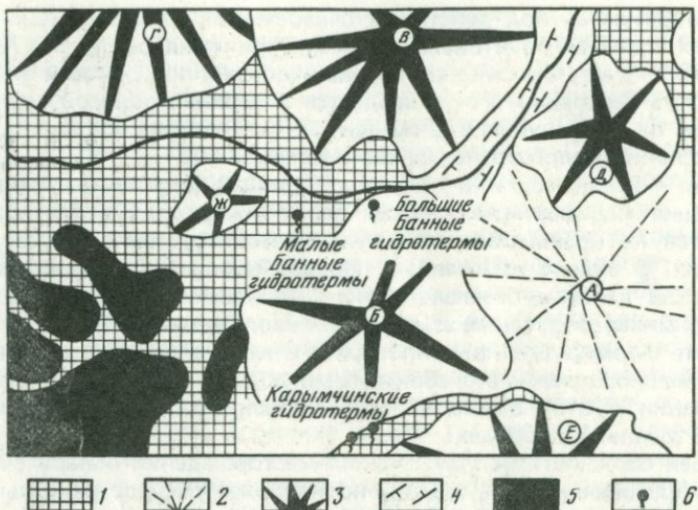


Рис. 26. Палеовулканическая схема района Большебанных и Карымчинских гидротерм (составил А.М. Сережников)

1 — фундамент реставрирующихся вулканических построек; 2 — среднемиоценовые вулканические массивы (горы Толстый мыс); 3 — послесреднемиоценовые вулканические массивы (Б — сопки Горячей, В — сопки Ягодной, Г — сопки Шемегодан, Д — правобережья руч. Начинского, Е — водораздела рек Правой и Средней Карымчин, Ж — Два брата); 4 — реликты кальдеры; 5 — древнечетвертичные платобазальты; 6 — современные гидротермы

ста. Толщу туфов и игнимбритов среднего состава относят к березовской свите среднего миоцена. В выходах пород преобладают аргиллиты, которые в основном приурочены к горстовым поднятиям и имеют мощность более 1000 м. Их подъем осуществлялся по системе крутопадающих взбросов, ограничивающих горсты. Вдоль взбросов местами отмечаются интрузии диоритов, разбитых системами трещин. Состав интрузивных тел меняется от кварцевых диоритов до диоритов.

Породы верхнего структурного яруса представлены вулканитами и структурно приурочены к прогибам. Максимальная мощность их достигает 2000 м. Эта толща не содержит фауны и предположительно ее датируют концом среднего миоцена — верхним миоценом. Как правило, это лавовые и пирокластические потоки с субвулканическими телами. Нижняя часть толщи представлена кислыми и средними туфами, туфоконгломератами и псефитовыми туфами с прослойями андезитовых лав. В верхней части толщи преобладают андезитовые и андезито-дацитовые лавы, экструзии липаритов, образующие купола с небольшими потоками. Самые молодые образования представлены шлаковыми конусами и лавовыми вулканчиками. Необходимо отметить широкое развитие рыхлых четвертичных отложений, представленных моренами, аллювием и флювиогляциальными отложениями.

Породы описываемого района неравномерно разбиты трещинами, причем наиболее интенсивно породы фундамента, где удается выявить преобладающее направление трещин северо-западного — субширотного направления. В породах верхнего яруса направление трещин меняется на северо-восточное — субмеридиональное.

**Гидрогеологические условия.** Большебанное месторождение представляет

собой водонапорную систему трещинного и трещинно-жильного типа. Область питания связана с сопкой Горячей, площадью 45,8 км<sup>2</sup>. Средняя годовая сумма осадков с учетом особенностей горной местности [Краевой и др., 1977] составляет 2442 мм, модуль общего водного стока равен 68,8 л/с·км<sup>2</sup>, при этом поверхностный сток — 57,0, подземный, дренируемый речной сетью, — 26,8, подземный глубинный сток — 8,1 л/(с·км<sup>2</sup>).

Разгрузка парогидротерм приурочена к обеим берегам р. Банной на высотах 300—700 м и оценивается в 110 л/с, при этом глубинный сток, не дренируемый местной речной сетью, определен в 370 л/с. Следовательно, общий глубинный подземный сток составляет 480 л/с.

Продолжительность существования Большебанной гидротермальной системы оценена А.И. Сережкиным, В.М. Зиминым [1976] в 180—350 тыс. лет, по другим данным [Трухин, Петрова, 1976] — 150 тыс. лет.

**Геотермический режим.** Как и для описанных ранее геотермальных районов, здесь наблюдается кондуктивный вынос тепла, который резко подчинен конвективному, именно последний определяет закономерности и механизм формирования температурного режима как поверхности, так и недр системы. Положение изотерм (рис. 27) однозначно указывает на существование восходящих потоков, глубина очага которых связывается с уровнем порядка 8 км [Краевой и др., 1977].

Начальные уровни парообразования находятся на глубине 32—162 м [Трухин, Петрова, 1976], в этом же диапазоне резко возрастают и градиенты температур. Последний факт дает возможность предполагать, что возрастание температурных градиентов к области разгрузки, вероятно, обусловлено квазиадиабатическим расширением глубинного теплоносителя. Этот вопрос подробнее будет рассмотрен далее в связи с динамикой формирования гидротермальных растворов.

Под зоной высоких температурных градиентов лежит зона низких, определяющая мощность первой. Минимальные градиенты температур равны  $1,4 \cdot 10^{-4}$  град/см, что на порядок меньше регионального геотермического градиента для Юго-Восточной Камчатки ( $4,3 \cdot 10^{-3}$  град/см).

Естественный вынос тепла паро-гидротермами Большебанного геотермального района оценен в 17,5 тыс. ккал/с, что соответствует плотности выноса тепла в 38 мккал/см<sup>2</sup> · с.

**Гидротермальное изменение пород.** Поле гидротермально измененных пород приурочено к левобережью р. Банной. В общем случае намечаются два типа изменений — региональный и локальный [Сережников, Зимин, 1976]. Первый тип изменений охватывает все разности пород и выражается в пропилитизации. Породы пропилитовой фации погружаются на глубину в восточном направлении и выходят на поверхность на западе, вблизи интрузии. Пропилитизация характеризуется объемным изменением пород с сохранением их первичной структуры или развитием вторичных минералов с преобладанием кварца по сети прожилков. Интенсивность гидротермальной обработки пород различна и возрастает по направлению к интрузии и вниз на глубину. Субвулканические породы ранних фаз изменены до пропилитов с эпидотом.

На востоке пропилиты перекрыты породами цеолит-гидрослюдистой фации.

В общем плане можно в первом приближении наметить следующую закономерность смены зон на глубину (сверху вниз): 1) цеолит-гидрослюдистые изменения прослеживаются в среднем до глубины 300 м; 2) ниже (до 600 м) преобладают пропилиты с хлоритом; 3) самая глубинная фация в разбуренном интервале (до 1200 м) — пропилиты с эпидотом. В

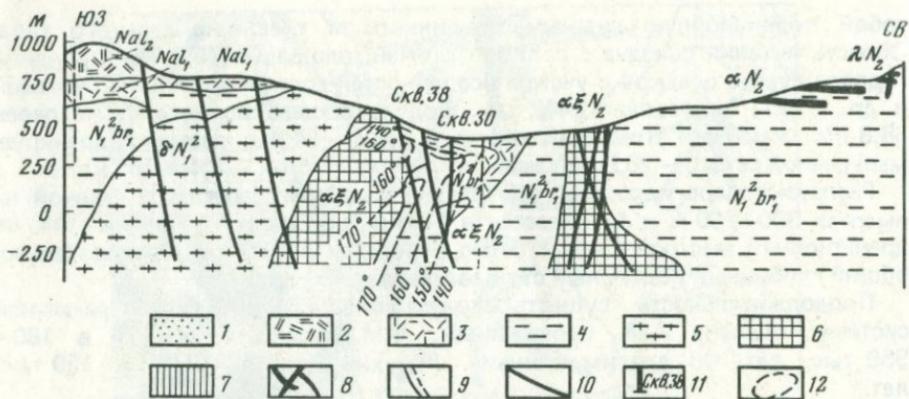


Рис. 27. Геолого-геотермический разрез района Большебанной гидротермальной системы (составили А.И. Сережников, Ю.А. Краевой)

1 — современные аллювиальные и пролювиальные отложения ( $Q_{IV}$ ); 2 — алнейская серия, верхняя пачка ( $Nal_2$ ); 3 — алнейская серия, нижняя пачка ( $N^2I_1$ ); 4 — березовская свита, нижняя пачка ( $N^2bc_1$ ); 5 — позднемиоценовые интрузии диоритов; 6—7 — плиоценовые субвуликанические тела: 6 — относительно глубинные пластообразные тела, штоки, корневые части потоков и экструзий; 7 — экструзивные купола и моногенные вулканические постройки; 8 — дайки; 9 — тектонические нарушения; 10 — контакты; 11 — разведочные скважины; 12 — геоизотермы. Индексы интрузивных, субвуликанических и дайковых пород:  $\delta N^2$  — габро-диориты, диориты, кварцевые диориты и диоритовые порфиры;  $\alpha \pm N_2$  — андезито-дациты и дациты;  $\lambda \pm N_2$  — липариты и липарито-дациты;  $\lambda N_2$  — субщелочные липариты.

ряде случаев многостадийность гидротермального минералообразования не вызывает сомнения.

Детальное изучение гидротермально измененных пород Большебанного месторождения [Трухин, Петрова, 1978] позволило выделить: 1) кварц-гидрослюдистую; 2) адуляровую; 3) альбит-гидрослюдистую; 4) адуляр-альбитовую; 5) альбитовую; 6) альбит-цеолитовую зоны (рис. 28). Минералообразование происходит на фоне широкой миграции вещества под воздействием высокотемпературных (до 170°C) растворов сульфатно-хлоридно-натриевого состава с минерализацией 1,3 г/л и pH = 8–7. По газовому составу высокотемпературные воды относятся к азотно-углекислым. Содержание углекислого газа в направлении растекания гидротерм прогрессивно уменьшается, и воды становятся азотными. Последнее однозначно указывает на все большую роль поверхностных вод в гидротермальных источниках.

Отличительная черта Большебанных парогидротермальных источников — значительное содержание фтора (до 10 мг/л) и бора (до 2 мг/л), а также полиметаллов.

Таким образом, здесь нет подзон интенсивной и умеренной аргиллитизации и поверхностного окварцевания. Последнее связано с локальным типом изменения пород при развитии кварц-гидрослюдистой ассоциации по трещинам и разломам. Мощности таких зон невелики и лишь в редких случаях составляют несколько десятков метров. Вероятно, эта наиболее поздняя ассоциация наложенная и связана с современной гидротермальной деятельностью, на что указывает и структурное положение зон. В центральной части этих зон нередко встречается брекчия пропилитов, в то время как по краям отчетливо сохранены реликты первичных пород.

Отличие вертикальной зональности измененных пород Большебанного

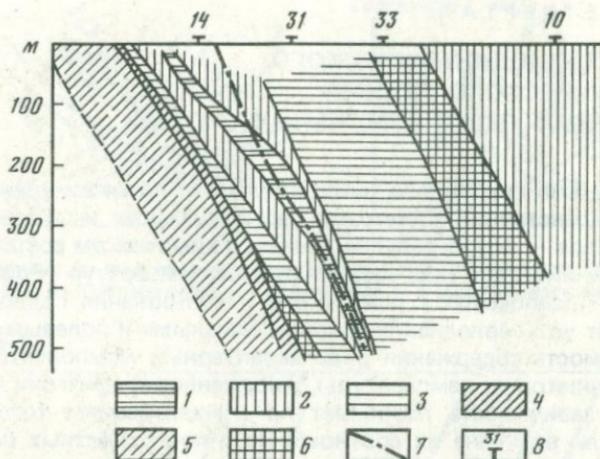


Рис. 28. Гидротермальное изменение пород Большебабинского месторождения. Зоны: 1 – кварц-гидрослюдистая; 2 – адуляровая; 3 – альбит-гидрослюдистая; 4 – адуляральбитовая; 5 – альбитовая; 6 – альбит-цеолитовая; 7 – тектонические нарушения; 8 – номера скважин

геотермального района от ранее описанных может быть связано как с древностью гидротермальной системы, так и с особенностями динамики и химизма терм. Здесь преобладает высокая скорость фильтрации восходящих флюидов, в то время как для аргиллитов благоприятна обстановка более застойного режима (монтмориллониты), наличие и близость постоянного водоносного горизонта с преобладающим выносом, а не привносом компонент (каолиниты, опалиты).

Резюмируя результаты анализа фактического материала, полученного при изучении описанных месторождений современных гидротерм Курило-Камчатского региона, можно констатировать следующее.

1. Все современные гидротермальные системы приурочены к районам распространения вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород от основного до кислого состава и к областям с повышенным количеством атмосферных осадков.

2. Изученные системы характеризуются напряженным геотермическим режимом, а по тепловому потенциалу близки к известным гидротермальным системам мира.

3. Несмотря на определенные отличия химизма первичных пород и состава растворов, минералогическая зональность, возникшая в процессе гидротермального воздействия, в общих чертах идентична и выражается в смене на глубину зон окварцевания, алунизации и аргиллитизации зоной пропилитизации.

## ПРОГНОЗ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО И ГЕОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Задача освоения глубинного тепла Земли как нового источника энергии требует совершенствования методов геотермических исследований. Один из таких методов — использование данных о химическом составе гидротермальных источников для прогноза глубинных температур [Fournier, Rowe, 1962, 1966]. Предпосылкой для такого использования гидрохимических данных служит установленная экспериментальными и полевыми исследованиями зависимость содержания ряда характерных компонентов гидротермальных источников от температуры. Выраженная графически или аналитически, такая зависимость позволяет по концентрациям того или иного компонента или величине их соотношения в поверхностных водопоявлениях оценить температуру питающих их подземных вод исходя из предположения о равновесии в системе вода — твердое вещество и отсутствии осаждения или растворения рассматриваемого компонента по пути миграции из зоны нагрева (теплового питания) к точке опробования. Достоверность такого прогноза зависит от степени экспериментальной изученности растворимости компонента-геотермометра и полноты учета факторов, влияющих на его концентрирование в природных водах.

Найденную таким способом температуру называют глубинной температурой гидротермальной системы. Понятие "гидротермальная система" не имеет четких общепринятых границ. По представлению Бёдвэрссона [Bödvarsson, 1960, 1961], гидротермальные системы — это циркуляционные системы инфильтрационных вод, нагреваемых региональным фоновым геотермическим потоком в ходе конвекционного цикла, глубина которого (обычно не превышающая 2 км) называется "базовой" глубиной гидротермальной системы. По этой модели расчетные значения температуры будут отвечать "базовой" глубине, т. е. характеризовать "базовую" температуру. Такая модель полностью приложима к артезианским бассейнам термальных вод, но не универсальна. Как показали многие советские и зарубежные исследователи [Кононов, 1965; Поляк, 1966; Banwell, 1957; White, 1957; Averiev, 1964; Elder, 1965; и др.], в тектонически мобильных областях земной коры, и прежде всего в районах современного вулканализма, существует другая разновидность гидротермальных систем, а именно высокотемпературные системы, нагреваемые не только региональным кондуктивным тепловым потоком, но и поступающим из глубин теплоносителем — магмой или надkritическим водным флюидом ("эндогенным паром" — по терминологии В.В. Аверьева [Averiev, 1964]). В таком случае расчетные температуры будут характеризовать "корни" этих систем, т. е., по данным Дж. Эльдера [1965, 1966], уровень, на котором глубинный теплоноситель воздействует на циркулирующие в верхних горизонтах коры подземные воды.

Опыт разбуривания систем такого рода в Исландии, Новой Зеландии и в других вулканических районах показал, что уже в пределах верхних 1–2 км геологического разреза, а иногда и на первых сотнях метров фиксируются максимальные расчетные температуры. Обширный перечень гидрохимических индикаторов температурной обстановки формирования гидротерм был приведен Д. Уайтом [1970]. Учитывая все имеющиеся сведения, мы считаем возможным разделить гидрохимические индикаторы на две группы: коли-

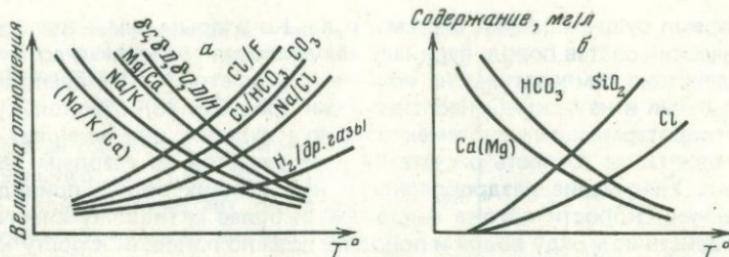


Рис. 29. Характер изменения некоторых отношений компонентов (а) и концентраций и ионов, (б) от температуры применительно к гидрохимическим термометрам

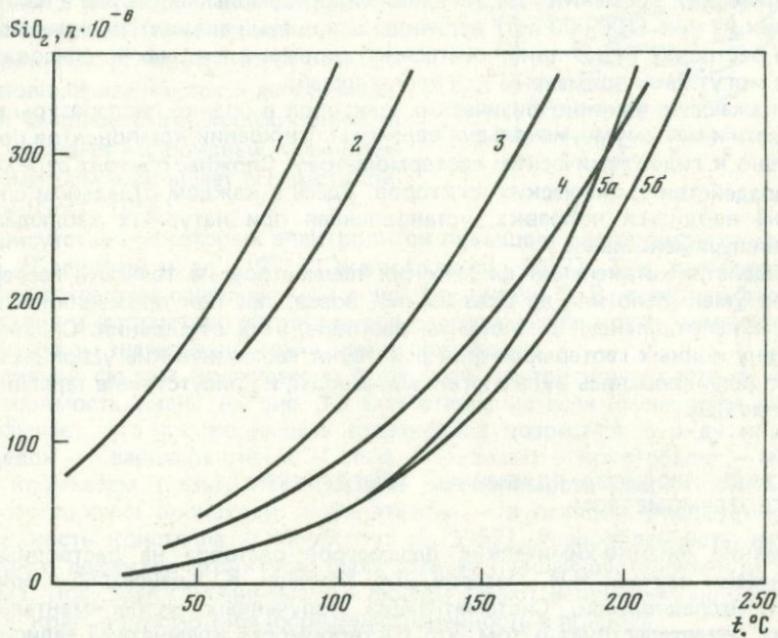


Рис. 30. Кривые растворимости минералов кремнезема

1 – аморфный кремнезем; 2 –  $\beta$ -кристаобалит; 3 –  $\alpha$ -критобалит; 4 – халцедон;  
5 – кварц (а – при адиабатическом, б – при кондуктивном охлаждении)

чествоенные (собственно геотермометры) и качественные (индикаторы температур). К количественным индикаторам относятся: а) содержание растворенного кремнезема; б) атомное и ионное отношение  $Na/K$ ; в) соотношение концентраций  $Na$ ,  $K$  и  $Ca$ , моль/л. Развивающиеся в последнее время методы оценки температур по изотопным данным  $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{13}C$  [Ильин и др., 1979] также следует относить к количественным геотермометрам. Во вторую группу входят: а) ионные отношения  $Mg/Ca$ ,  $Na/Cl$ ,  $Cl/F$ ; б) отношение  $Cl/(HCO_3^- + CO_3^{2-})$ , мг/экв; в) отношение  $H_2$  к другим газам; г) наличие натечных отложений кремнезема и травертина.

Гидрохимические индикаторы также могут быть разделены на ионные, газовые и изотопные, а также геотермометры нейтральных ионных пар (слабо диссоциированных соединений).

На показания геотермометров влияют физические и химические факторы. К первым относятся температура, давление, скорость потока гидро-

терм, время существования системы и др. Ко вторым — минералогический и химический состав пород, парциальные давления газов, pH и др.

Воздействие температуры на ионные термометры установлено экспериментальными и натурными наблюдениями (рис. 29, 30). Поскольку давления в гидротермальных системах обычно невелики, они не могут существенно влиять на точность расчета (кроме расчетов по газовым геотермометрам). Увеличение раздробленности вмещающих пород, приводящее к повышению скорости потока гидротерм и более активному химическому взаимодействию между водой и породой, должно привести к росту концентрации растворенных компонентов. Однако для введения соответствующей поправки достаточных данных пока нет. Можно предположить также, что с увеличением времени существования гидротермальных систем в наиболее древних из них (100 000 лет) величины отношений элементов-геотермометров в растворах будут приближаться к таковым в породах и, следовательно, не могут быть применены для наших целей.

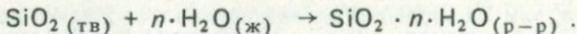
Искажающее влияние физических факторов в оценке температуры можно свести к минимуму, используя величины отношений компонентов применительно к гидрохимическим геотермометрам. Сложнее обстоит дело с учетом воздействия химических факторов. Здесь в каждом отдельном случае должна вводиться поправка, установленная при натурных наблюдениях или экспериментально.

Воздействие изменения физических параметров на точность геотермометров уменьшено или не сказывается вовсе, так как применяются в основном не отдельные компоненты раствора, а их отношения. Сильнее на величину ионных геотермометров действуют геохимические условия, в которых формировались вулканогенные породы, и присутствие в термальном растворе  $\text{CO}_2$ .

#### МЕТОДЫ ПРОГНОЗА ГЛУБИННЫХ ТЕМПЕРАТУР Si-ГЕОТЕРМОМЕТРОМ

Влияние физико-химических параметров раствора на растворимость кремнезема изучали Н.И. Хитаров, Дж. Кеннеди, К. Краускопф и многие другие исследователи. Систематизация полученных экспериментальных данных свидетельствует о том, что растворимость кремнезема зависит от температуры и состава раствора, концентрации примесей, а также от структуры твердой фазы, контактирующей с раствором, и наличия в ней дефектов.

Температура сильно влияет на растворимость кремнезема. По рис. 31 видно, что при pH раствора, равного 8,5, это влияние оказывается решающим. Считается, что в этих условиях кремнезем переходит в раствор в виде нейтральных молекул по уравнению



Скорость достижения равновесия в системе вода — кремнезем также зависит от температуры и при росте последней сильно увеличивается (см. рис. 30). Так, в экспериментах по растворению кварца в чистой воде при температуре 25°С равновесие не достигалось в течение двух лет [Siever, 1962, 1957], тогда как в опытах при температуре 160–300° для этого требовалось всего 4–6 суток [Kennedy, 1950; Van Lier, de Bruyn, Overbeek, 1960].

С ростом температуры увеличивается и влияние на растворимость кремнезема щелочной среды (см. рис. 31). Особенно резко оно проявляется

Рис. 31. Экспериментальные кривые зависимости содержания растворенного  $\text{SiO}_2$  от температуры и pH

при pH более 8,5, когда, как показано Б.Н. Рыженко и Н.И. Хитаровым [1968], сильно возрастает растворимость кремнезема вследствие его полимеризации. Реализация этого процесса зависит от состава примесей, содержащихся в растворе. Так, присутствие в нем ионов  $\text{OH}^-$ , плавиковой и молибденовой кислот катализирует реакции как полимеризации, так и деполимеризации, а присутствие микроколичеств  $\text{Al}^{3+}$  осаждает коллоидный кремнезем и тем самым уменьшает его растворимость [Goto, 1955].

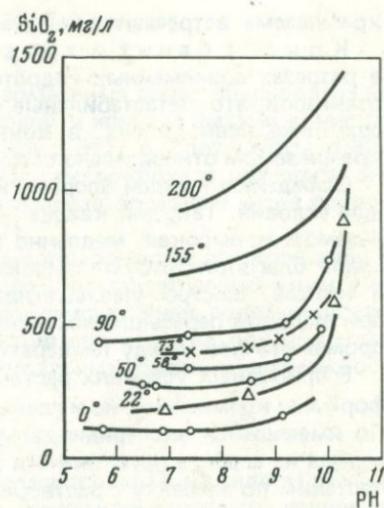
Присутствие некоторых электролитов повышает растворимость кремнезема [Балицкий и др., 1971; Okamoto et al., 1957]. Так, растворимость кварца возрастает с увеличением концентрации  $\text{Na}_2\text{O}$ . В растворах фтористого натрия и фтористого калия кривая растворимости кремнезема с ростом температуры значительно круче, чем в чистой воде.

Влияние формы кремнезема, с которой контактирует раствор, на его растворимость видно на рис. 30. Сопоставление всех имеющихся данных показывает, что растворимость кремнезема возрастает в ряду кварц — халцедон — кварцевое стекло — опал — тридимит — кристобалит — аморфный кремнезем (гель). Исследование растворимости кварца показывает, что растворение происходит избирательно — в реакции участвует не вся поверхность кристалла [Okamoto et al., 1957]. Раздробленность, наличие каверн и дефектов структуры способствует лучшей растворимости кремнезема. Поскольку различные его формы имеют неодинаковую растворимость, кратко рассмотрим их распространенность в природе.

Опал, по данным Д. Уайта и др. [White et al., 1956], обычно встречается на выходах термальных источников и сравнительно редко присутствует на глубине. В кернах буровых скважин он был встречен в районе Стимбот Спрингс (Невада, США) на глубине около 25 м, где температура достигала  $110^\circ\text{C}$ , и в бассейне Норрис Йеллоустонского парка на глубине около 70 м при температуре  $140^\circ\text{C}$ . Это, по-видимому, метастабильные формы, так как обычно опал на глубине переходит в халцедон.

Халцедон, по данным тех же исследователей, часто встречается в геологических разрезах гидротермальных систем. Трудно, однако, определить, возник ли он путем кристаллизации из раствора или за счет перекристаллизации опала.

Кварц — один из типичных жильных минералов в относительно древних гидротермальных рудных месторождениях. Д. Уайт и его соавторы указывают на отсутствие прямых доказательств кристаллизации кварца непосредственно из раствора и считают, что, например, в районе Стимбот Спрингс кварц, как и халцедон, мог образоваться в результате перекристаллизации опала. Вторичный кварц встречен в породах Йеллоустонского парка, Вайракея [Steiner, Econ, 1953], геотермальных районах Исландии [Arnorsson, 1970]. В исландских миоценовых базальтах все три формы



кремнезема встречаются на стенах полостей газово-жидких включений.

Кристобалит и тридимит сравнительно мало распространены в разрезах современных гидротермальных систем. По мнению Уайта и его соавторов, это метастабильные образования, возникающие при температурах ниже равновесных, в контакте с раствором, сильно пересыщенным кремнеземом относительно стабильного кварца.

Осаждению каждой формы кремнезема благоприятствуют определенные условия. Так, для кварца — это слабая пересыщенность раствора кремнеземом и высокая, медленно снижающаяся температура. Отложению же опала благоприятствуют высокая пересыщенность раствора кремнеземом и низкая, быстро уменьшающаяся температура. Халцедон осаждается при высокой пересыщенности раствора относительно кварца и температуре, промежуточной между температурами выпадения опала и кварца.

В природных условиях растворы контактируют не только с различными формами кремнезема, но и главным образом с силикатными соединениями. По имеющимся экспериментальным данным [Morrey, 1951], вынос кремнезема из альбита, мусковита и энстатита при воздействии на них воды сопоставим по эффекту с растворимостью кварца. Это оправдывает использование установленной зависимости растворимости кварца от температуры для прогноза глубинных температур в современных гидротермальных системах.

Принимая во внимание различия в мощности разгрузки (дебите) таких систем, Р. Фурнье и Дж. Роу [Fournier, Rowe, 1962, 1966; Fournier, Truesdell, 1970] предлагают использовать для этой цели применительно к высокотемпературным системам ( $t_{\text{поверхн.}} \geq t_{\text{кипения}}$ ) эмпирические кривые растворимости кварца при последующем адиабатическом (см. рис. 30, кривая 5, а) и кондуктивном (кривая 5, б) охлаждении раствора без осаждения  $\text{SiO}_2$ . Аналитическое выражение первой кривой, рекомендуемой для прогноза температур в высокодебитных источниках (более 0,3 л/с), имеет вид

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1533,5}{5,768 - \lg \text{SiO}_2} - 273,15 \pm 2 \text{ в интервале } 125-275^{\circ}\text{C},$$

а второй, рекомендуемой для малодебитных источников (менее 0,3 л/с) :

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{13,15}{5,205 - \lg \text{SiO}_2} - 273,15 \pm 0,5 \text{ в интервале } 125-250^{\circ}\text{C}.$$

Для низкотемпературных ( $t_{\text{поверхн.}} \leq t_{\text{кипения}}$ ) и малодебитных систем (источников) Р. Фурнье и А. Труэслел [Truesdell, 1970] считают наиболее подходящей аналогичную эмпирическую кривую растворимости халцедона (кривая 4 на рис. 30), аналитическое выражение которой имеет вид

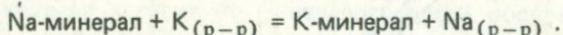
$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1051,1}{4,655 - \lg \text{SiO}_2} - 273,15.$$

Выбор той или иной разновидности Si-геотермометра определяется дополнительной геологической информацией о районе и сопоставлением с результатами применения других гидрогеохимических и иных индикаторов глубинной температуры.

## МЕТОДЫ ПРОГНОЗА ГЛУБИННЫХ ТЕМПЕРАТУР Na-K-ГЕОТЕРМОМЕТРОМ

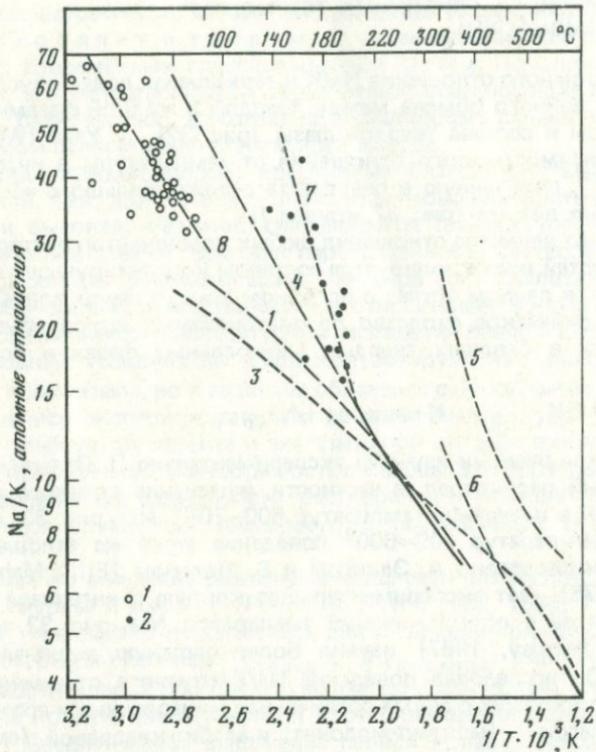
Величина атомного отношения Na/K в термальных водах обусловлена интенсивностью ионного обмена между твердой и жидким состояниями и зависит от температуры и состава твердой фазы (рис. 32). Д. Уайт [White, 1965] приводит зависимость этого отношения от температуры в интервале значений 50–250°, полученную в результате анализа большого числа природных термальных вод (см. рис. 32, кривая 1).

Известно, что величина отношения любых компонентов раствора зависит от их активностей и контролируется составом контактирующей с ним твердой фазы, т. е. в данном случае в основном присутствием полевых шпатов и слюд. Геохимическое сходство рассматриваемых ионов обуславливает нахождение их в сходных твердых минеральных фазах и возможность реакций типа



Именно такие реакции изучены экспериментально П. Орвиллом [Orvill, 1963], который рассмотрел, в частности, изменение атомного отношения величины Na/K в интервале температур 500–700° (см. рис. 32, кривая 2). В интервале температур 100–600° поведение этого же отношения (кривая 3) было исследовано А. Эллисом и В. Махоном [Ellis, Mahon, 1967]. А. Эллис [1975] дает экспериментальную кривую в интервале 200–350° экстраполируя ее в область низких температур (см. рис. 32, кривая 4). Дж. Хемли [Hemley, 1967] изучил более сложную минералогическую обстановку. Он исследовал поведение Na/K-атомного отношения в растворах, контактирующих с двумя различными минеральными ассоциациями: мусковит–парагонит (монтмориллонит) и альбит–кварцевой (см. рис. 32, кривая 6). В одном и том же интервале температур (300–500°) отношение Na/K = f(t) в растворах, контактирующих с первой ассоциацией, т. е. в области повышенных величин отношения, оказалось выше. Следовательно, это отношение зависит от минералогической обстановки. Этот вывод подтверждается и исследованиями природных гидротермальных систем. Мы построили кривые зависимости Na/K-атомного отношения от реальных температур, измеренных в скважинах Паужетской (см. рис. 32, кривая 7) и Паратурнской (кривая 8) гидротермальных систем. Эти кривые оказались субпараллельны кривым, полученным по экспериментальным данным, хотя обе они сдвинуты в сторону низких температур (кривая 7 выше температурного Паужетского месторождения относительно кривых 2, 5 и 6; кривая 8 относительно кривой 4). Поэтому представляется, что рассчитанные по экспериментальным кривым атомного отношения Na/K температуры будут завышены. Анализируя рис. 32, мы приходим к выводу о существенной зависимости Na–K-термометра от минералогической обстановки, поскольку каждое месторождение термальных вод характеризуется своей кривой. Если бы мы нанесли на рис. 32 кривую Фурнье и Трудсделла [Fournier, Truesdell, 1970], построенную для Si-температуры в термопроявлении Йеллоустонского парка, то она легла бы выше кривой 7 и пересекла ее при температуре около 250°.

Р. Фурнье и А. Трудсделл [Fournier, Truesdell, 1970] указывают на возможность уменьшения Na/K-отношения в источниках по сравнению с глубинным значением в районах развития молодых кислых вулканитов в результате смешения восходящих гидротерм с близкотемпературными, менее горячими или вообще холодными водами, обогащенными калием вследствие выщелачивания стекла риолитов.



Р и с. 32. Кривые зависимости величины атомного Na/K-отношения от температуры. Цифрами на рисунке обозначены зависимости:

1 — по Уайту [White, 1965]; 2 — по Орвиллу [Orvill, 1963]; 3 — по Эллису и Махону [Ellis, Mahon, 1967]; 4 — по Эллису [1975]; 5—6 — по Хемли [Hemley, 1967]; 7 — Паучетская гидротермальная система (Камчатка); 8 — Паратунская гидротермальная система (Камчатка)

А. Эллис отмечает, что применение Na/K-атомного отношения для прогноза глубинной температуры дает наилучшие результаты при высоком давлении источников. При миграции воды к поверхности происходит ее охлаждение и, следовательно, нарушение ионообменного равновесия. Однако скорость обмена натрия на калий меньше скорости установления силикатного равновесия. Следовательно, Na—K-геотермометр может в определенных случаях точнее характеризовать температуру глубинного разреза. Тем не менее во избежание ошибок Na—K-геотермометр должен применяться в комплексе с другими методами, указывающими на температуру недр. Для расчета глубинных температур в интервале 100—275° Д. Уайт и А. Эллис [Truesdell, 1976] предлагают эмпирическую формулу

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{855,6}{\lg (\text{Na}/\text{K}) + 0,857} - 273,15,$$

где концентрация Na и K дана в мг/л.

Р. Фурнье и А. Трудсделл [Fournier, Truesdell, 1973] рекомендуют при величине  $\sqrt{\frac{\text{Ca}}{\text{Na}}} > 0,5$  применение Na—K—Сa-геотермометра. Они вывели эмпири-

ческую зависимость, согласно которой

$$\lg K_T = -2,21 + 1,64T \cdot 10^{-3},$$

где  $T$  – температура в кельвинах;  $K_T$  – константа комплексного равновесия в системе (Na–К–Са-силикат) – вода, и показали, что

$$\lg K_T = \lg \frac{Na}{K} + \beta \lg \frac{\sqrt{Ca}}{Na},$$

где  $Na$ ,  $K$ ,  $Ca$  – концентрация ионов (моль/кг  $H_2O$ );  $\beta$  – константа, зависящая от стехиометрических коэффициентов реакции. По данным этих авторов, она равна  $1/3$  при  $t > 100^\circ C$ ,  $\sqrt{Ca}/Na < 1$  и  $3/4$  при  $t < 100^\circ C$  и  $\sqrt{Ca}/Na > 1$ . Рекомендуется вести расчет для обоих значений  $\beta$  и результаты сопоставлять с другими прямыми или косвенными показателями температуры. Однако следует иметь в виду, что если, как отмечалось ранее,  $Na/K$ -отношение зависит от минералогической обстановки, то на содержание  $Ca^{2+}$ , кроме того, сильно влияет и парциальное давление  $CO_2$ , особенно при низких температурах, когда углекислота охотно реагирует с силикатами с образованием гидрокарбонатов. На это обстоятельство указывает Т. Пачес [Paces, 1975], который считает, что при большой скорости фильтрации воды и достаточно большом притоке  $CO_2$  в водоносный горизонт, питающий источник или скважины, равновесие, определяемое  $\lg K$  по формуле Р. Фурнье и А. Труесделла, нарушается. Т. Пачес подтвердил это анализом 20 проб теплой воды из гранитных пород Богемского массива для случая, когда  $P_{CO_2} = 10^{-4}$  атм и  $T = 75^\circ C$ . Он модифицировал уравнение Фурнье–Труесделла, введя в него эмпирический индекс неравновесности  $J$ :

$$\lg K_T = \lg \frac{Na}{K} + \frac{Ca}{Na} + \frac{4/3}{J} \lg \frac{Na}{Ca} - J,$$

где  $J = -1,37 - 0,254 P_{CO_2}$ .

Представляется, что при изучении углекислых вод для прогноза глубинных температур применение Si-термометра также нецелесообразно, поскольку содержание кремнезема в растворе скорее будет контролироваться равновесием с алюмосиликатами, а не с твердыми фазами  $SiO_2$  (кварц, халцедон).

## ОЦЕНКА НАДЕЖНОСТИ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ГЕОТЕРМОМЕТРОВ

Для оценки надежности геотермометров мы рассчитали различными методами температуру в недрах разбуренных Паужетской и Паратунской гидротермальных систем и сравнили ее с температурой, измеренной в скважинах. Кроме того, были сопоставлены расчетные и реальные глубинные температуры в разбуренных гидротермальных системах, которые приведены в работе А. Труесделла [Truesdell, 1976].

Наилучшее согласие с измеренными температурами во всех случаях дают оценки, полученные по Si-термометру. При этом в гидротермальных системах Камчатки использование различных вариантов этого термометра сходно практически одни и те же результаты. На Паужетском месторождении сходство оценок, полученных "кварцевым" Si-термометром при разных предположениях о характере охлаждения восходящего потока термальных вод, видимо, вызвано промежуточными (ближими к  $0,3$  л/с) значениями среднего дебита скважин. Сходство же "кварцевых" и "халцедоновых" оценок отражает промежуточные значения глубинных температур, как это наблю-

далось в гидротермальных системах Исландии [Arnorsson, 1975]. В Паратунской геотермальной системе по измеренным температурам можно судить, что концентрация кремнезема должна контролироваться растворимостью халцедона. Однако здесь температуры, определенные по халцедоновому и кварцевому равновесиям, практически совпадают, что может быть связано со сравнительно малым содержанием растворенного кремнезема в водах.

В общей совокупности по изученным гидротермальным системам "кварцевые" температуры оказываются весьма близкими к измеренным (коэффициент корреляции 0,9) лишь при условии адиабатического охлаждения раствора. Это, вероятно, объясняется высоким дебитом систем, включенных в выборку. К сожалению, отсутствие соответствующих данных в сводке А. Трущелла не позволило нам проанализировать "халцедоновые" температуры.

По сравнению с Si-термометром щелочные геотермометры выглядят менее надежными. Na-K-температуры на Паужетском и Паратунском месторождениях систематически превышают измеренные, причем расхождение иногда достигает 70°. В выборке по всем изученным гидротермальным системам корреляция между измеренными и Na-K-температурами весьма низка. Столь же недостоверны результаты, дает и использование Na-K-Ca-термометра в этих системах, хотя в отдельных случаях сходимость достаточно удовлетворительна, что связано со спецификой минералогической обстановки. Таким образом, предложенные Фурнье и Трущеллом [Fournier, Truesdell, 1973] эмпирические формулы для расчета Na-K- и Na-K-Ca-температур следует применять в комплексе с другими количественными и качественными методами оценки глубинных температур. Пока наиболее корректным представляется Si-термометр в его различных модификациях. Поэтому мы и использовали этот метод для прогноза глубинных температур в недрах Камчатки по результатам геохимического анализа гидротерм.

### ГЛУБИННЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ КАМЧАТКИ

Обилие проявлений современной гидротермальной активности и их сравнительно хорошая изученность делают этот регион наиболее удобным для картирования Si-температур. Последние оценивались по приведенным ранее эмпирическим формулам. В большинстве случаев рассчитывались "кварцевые" температуры при различных допущениях о характере охлаждения раствора и, поскольку этот характер точно не известен, при интерполяции принималось среднее значение из этих двух оценок. Всего таким образом было охарактеризовано 92 очага разгрузки термальных флюидов (табл. 2).

Составленная карта (рис. 33) свидетельствует о связи между распределением Si-температур в гидротермах Камчатки и геолого-тектоническим строением полуострова. Сопоставляя карту со структурно-тектонической схемой Э.Н. Эрлиха [1973], можно видеть, что наименьшие прогнозные температуры отличают моноклиналь Западной Камчатки и большую часть горст-антиклинальных структур. К последним, по-видимому, относится и район Начикинской складчато-глыбовой зоны, отчетливо выделяющейся на карте отрицательной термоаномалией. Напротив, грабен-синклинали характеризуются повышенными значениями Si-температур. При этом внутри этих структур обособляются отдельные локальные максимумы, где прогнозная температура достигает наибольших величин. В грабен-синклинали

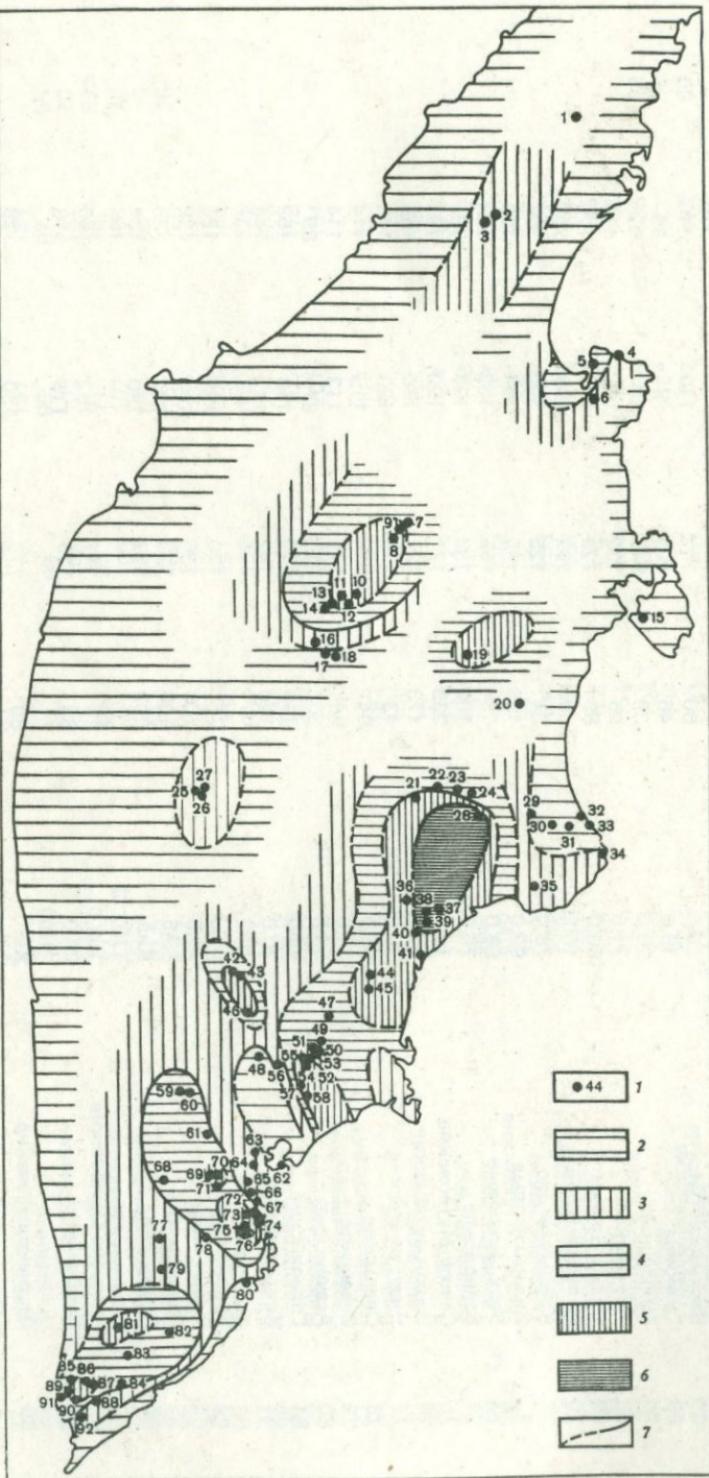
Таблица 2

## Прогнозные глубинные температуры термальных флюидов Камчатки

№ источни-ка на рис. 33	Группы источников тер-мальных вод	Максимальная темпе-ратура на выходе, °С	Минерализа-ция, мг/л	Температура расчетная, °С			
				по растворимости кварца			по раствори-мости халце-дона
				адиабатическая	кондуктивная	средняя	
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Тымлатские	47,5	69	117	117	117	
2	Паланские	95,0	83	125	127	126	
3	Коркаваямские	48,5	58	109	109	109	78
4	Перевальные	12,0	48	102	100	101	68
5	Укинские	17,0	116	141	145	143	
6	Левокиучинские	8,0	60	111	110	110	80
7	Двухъюрточные	100,0	90	129	131	130	
8	Большие Киреунские	100,0	146	152	159	156	
9	Малые Киреунские	37,5	84	125	127	126	
10	Крерукские	57,0	139	150	156	153	
11	Апапельские	100,0	183	164	173	168	
12	Нижнеапапельские	78,0	139	150	156	153	
13	Опальские	40,0	108	137	141	139	
14	Оксинские	56,0	125	144	150	147	
15	Медвежьи	60,0	48	102	100	101	68
16	Анавгайские	52,0	57	109	108	108	77
17	Быстриńskие	60,0	39	94	90	92	58
18	Каравлинские	5,5	40	95	91	93	59
19	Вулкан Безымянный	65,0	130	146	152	149	
20	Верхнебыстриńskие	20,0	50	103	102	102	70
21	Нижнешапинские	42,0	160	157	165	161	
22	Верхнешапинские	50,0	90	129	130	130	
23	Серный ключ	19,0	44	98	96	97	64
24	Сторожевские	53,0	120	142	147	144	
25	Западно-Очанчинские	5,0	39	94	90	92	58

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
26	Восточно-Очанчинские	8,0	42	96	94	95	62
27	Березовские	3,0	53	106	104	105	73
28	Заповедные	90,0	236	178	191	184	
29	Малые Чажминские	67,0	44	98	96	97	64
30	Ракитинские	Холодные	50	103	102	102	70
31	Верхнечажминские	72,0	40	95	91	93	59
32	Нижнечажминские	55,5	56	108	107	108	76
33	Выдровые	41,5	45	99	97	98	65
34	Каменистые	57,7	56	108	107	108	76
35	Тюшевские	64,0	76	121	122	122	
36	Узонские	97,0	292	191	206	198	
37	Кихпинческие	100,0	89	128	130	129	
38	Среднегейзерные	99,0	308	194	211	203	
39	Нижнегейзерные	98,0	216	173	185	178	
40	Верхнесемячинские	98,0	270	180	201	194	
41	Нижнесемячинские	(137)					
42	Пущинские	49,6	192	167	177	172	
43	Кашканские	35,0	140	150	156	153	
44	Карымские	43,0	75	120	121	120	
45	Академии Наук	100,0	215	173	184	178	
46	Тимановские	46,0	131	147	152	150	
47	Нижнедзендузурские	40,0	103	135	138	136	
48	Левоавачинские	14,0	44	98	96	97	64
49	Верхнедзендузурские	90,0	100	133	137	135	
50	Краеведческие	70,0	164	158	166	162	
51	Таловые	38,0	128	145	151	148	
52	Желтореченные	42,0	151	154	161	158	
53	Шайбные	19,4	102	134	138	136	
54	Горячереченные	55,0	134	148	154	151	
55	Налычевские	75,0	194	167	177	172	
56	Кехкуйские	38,0	62	112	112	112	
57	Аагские	39,0	193	167	177	172	
58	Шумновские	43,0	135	148	154	151	
59	Малкинские холодные	6,2	44	98	96	97	64
60	Малкинские горячие	84,0	90	129	131	130	
61	Начинские	80,5	84	125	127	126	
62	Ягодный	28,0	43	97	95	96	63
63	Нижнепаратунские	55,0	72	119	119	119	
64	Среднепаратунские	81,5	64	114	113	114	
65	Верхнепаратунские	70,0	60	111	110	110	80
66	Сивкины	18,6	46	1000	98	99	66
67	Вилойские	25,0	39	94	90	92	58
68	Алачинские	71,0	96	132	135	134	
69	Малые Банные	80,0	89	128	130	129	
70	Большие Банные	100,0	300	192	209	200	
71	Карымчинские	76,0	84	125	127	126	
72	Нижнекирзовье	99,0	128	145	151	148	
73	Верхнекирзовье	98,0	154	155	162	158	
74	Байновские	70,0	100	133	137	135	
75	Северо-Мутновские	100,0	233	177	190	184	
76	Верхнемутновские	96,0	173	161	170	166	
77	Нижнеопальские	19,0	73	119	120	120	
78	Опальские	83,0	64	114	113	114	
79	Севанские	75,0	64	114	113	114	
80	Асачинские	45,0	36	91	87	89	54
81	Гольпийские	74,0	140	150	156	153	
82	Ксудачинские	70,0	120	142	147	144	
83	Ункановические	77,0	75	120	121	120	
84	Курильские	45,5	106	136	140	138	
85	Озерновские	85,5	100	133	137	135	
86	Паужетские	Кип. (102,0)	232	177	190	184	
87	Восточно-Паужетские	100,0	131	147	152	150	
88	Камбальный	98,0 (102)	68	116	116	116	
89	Нижнекошелевские	Кип. (101,0)	89	128	130	129	
90	Верхнекошелевские	98,0 (124)	131	147	152	150	
91	Сивучинский	58,0	90	129	131	130	
92	Тепловские	20,0	56	108	107	108	



южной Камчатки такие максимумы отвечают Паужетско-Голыгинскому и Мутновско-Большебанному геотермальным районам с крупными геотермальными ресурсами. Обосновление этих районов требует уточнения, так как в зону относительного минимума температур между ними попадает Ходуткинский высокодебитный горячий источник.

В грабен-синклинали Восточной Камчатки также обосновляются два максимума второго порядка. Первый из них отвечает Налычевской депрессии, а второй, в пределах которого получены наибольшие на Камчатке значения Si-температур, включает район Карымского вулкана и источники Академии наук, гидротермальные системы Узон-Семячинского района с Камчатскими гейзерами, а также районы Щапинских и Заповедных источников. Последние, однако, включены в этот максимум условно, так как прогнозные температуры здесь могут быть завышены вследствие специфических свойств этих терм (обилие  $\text{CO}_2$ , низкие значения pH). Это, возможно, относится и к Налычевскому району. Из других черт пространственного распределения Si-температур можно отметить относительно слабые положительные аномалии в районах вулканов Бакенинг (Пущинские и Тимановские источники), Хангар (Березовские и Оганчинские) и особенно Алней (Киреунский гидротермальный район). Положительная аномалия в районе Ключевской группы вулканов хотя и весьма вероятна, но недостаточно обоснована, так как охарактеризована лишь конденсатом фумарол вулкана Безымянного и поэтому нуждается в уточнении.

На данной стадии исследований нельзя уверенно судить о связи прогнозных глубинных температур с геохимической типизацией гидротерм. Все же есть основания полагать, что такая связь существует и, например, в зонах развития азотных терм Si-температуры ниже, чем в мощных азотно-углеводородных гидротермальных системах "гейзерного" типа. Этот вопрос, однако, требует дальнейшего изучения. Отметим, что данные о содержании кремнезема в холодных углеводородных минеральных источниках (Малкинских и т.п.) в наших оценках не учитывались, потому что, как уже указывалось, присутствие углеводородного газа создает особые условия перехода кремнезема в раствор.

Гидрохимический метод оценки глубинных температур позволяет выделять термоаномалии как регионального, так и локального масштабов, что необходимо для решения общих проблем геодинамики и имеет огромную практическую ценность для поисков и разведки геотермальных ресурсов без применения дорогостоящего бурения.

Таким образом, можно констатировать следующее.

1. Особенности химического состава разгружающихся гидротерм (концентрация  $\text{SiO}_2$ , атомное и ионное отношение  $\text{Na}/\text{K}$ , отношения мольных концентраций  $\text{Na}-\text{K}-\text{Ca}$ , содержание  $\text{CO}_2$  и т.п.) позволяют оценивать температуру в недрах гидротермальных систем на основе экспериментальных данных о растворимости различных веществ. Этот метод ускоряет и удешевляет поиск геотермальных ресурсов.

2. Влияние конкретной гидрогеологической и минералогической обстановки на различные геохимические равновесия может вызвать расхождения прогнозных оценок, полученных разными геотермометрами на одном и том же объекте. Сравнение расчетных и измеренных глубинных температур в разбуренных гидротермальных системах показывает, что ближе

Рис. 33. Карта прогнозных глубинных Si-температур гидротермальных систем Камчатки

1 — номера источников; 2—6 — зоны с температурой: 2 — менее  $100^\circ$ , 3 —  $100-125^\circ$ , 4 —  $125-150^\circ$ , 5 —  $150-200^\circ$ , 6 — более  $200^\circ$ ; 7 — предполагаемые границы зон

всего к реальности прогнозные Si-температуры, особенно для высокодебитных парогидротерм.

3. Оценка и картирование глубинных Si-температур в термопроявлениях Камчатки свидетельствуют о связи теплового режима недр с их геологотектоническим строением (относительном прогреве грабен-синклиналей Восточной и Южной Камчатки по сравнению с горст-антиклинальными структурами и моноклиналью Западной Камчатки) и выявляют участки, наиболее перспективные для разведки геотермальных ресурсов.

### МЕТОДЫ РАСЧЕТА СОСТАВА, ДИНАМИКИ И УРОВНЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ ФЛЮИДОВ

Кроме знания температуры флюида питающих горизонтов, всегда полезно составить определенное представление о поведении флюида в недрах, его составе и вероятном уровне зарождения. Очевидно, такая информация может быть получена при бурении глубоких скважин, однако таких скважин пока еще нет, и мы вынуждены с той или иной степенью достоверности применять расчетные методы. С этой целью нами разработан метод диаграмм смешения.

В отличие от Р. Фурнье и А. Труслелла [Fournier, Truesdell, 1974] мы предположили, что воды источников (кипящих и не кипящих), выходящих на поверхность, всегда в той или иной мере смешаны с менее нагретыми водами верхних горизонтов и только после этого реализуются условия их дегазации вблизи области разгрузки. Это предположение дает определенные преимущества, суть которых будет очевидна при разборе соответствующих диаграмм.

Как и указанные авторы, мы считаем, что более хлоридные воды менее смешаны. Следующее предположение не совсем очевидно — при миграции флюида к области разгрузки не происходило сколько-нибудь большой потери или аккумуляции тепла и растворенных компонентов. Собственно, такое предположение лежит и в основе метода геотермометров, однако, как было показано, использование его все же целесообразно. При построении диаграмм в случае отсутствия реально измеренных температур на глубине мы пользовались методом Si-термометра. Однако можно пользоваться и Na-K-Ca-термометром. Энталпия оценивалась по диаграммам состояния воды исходя из измеренной или расчетной температуры.

Для построения диаграмм необходимы химические анализы кипящих, горячих и холодных вод, выходящих на поверхность в пределах гидротермальной системы.

Проверка возможности использования нашего метода построения диаграмм производилась по Большебанному геотермальному месторождению (Камчатка), для которого известны энталпии и химические составы вод глубоких скважин. Методика построения диаграмм такова: в координатах теплосодержание ( $\Delta H$ ) — содержание хлора ( $C_{Cl}$ ) отложены составы вод из скважин и источников, выходящих на поверхность (рис. 34). Точка A соответствует состав холодной воды, в координатах  $H_{\text{кал}/\text{г}} - C_{Cl}$ , мг/л с которой предполагается смешение вод всех остальных источников. Точки B, C и D — составы некипящих источников, выходящих на поверхность. Через точку A и точки B и D проводим линии смешения. Линии смешения проводятся через точки с максимальным и минимальным содержанием хлора, что дает возможность ограничить поле смешения вод, однако таких точек может быть больше. Действительно, составы всех остальных вод лежат между линиями AB и AD, кроме точки 17, к которой мы еще вернемся (см. рис. 34). Аналогично проводим линии смешения вод каждой

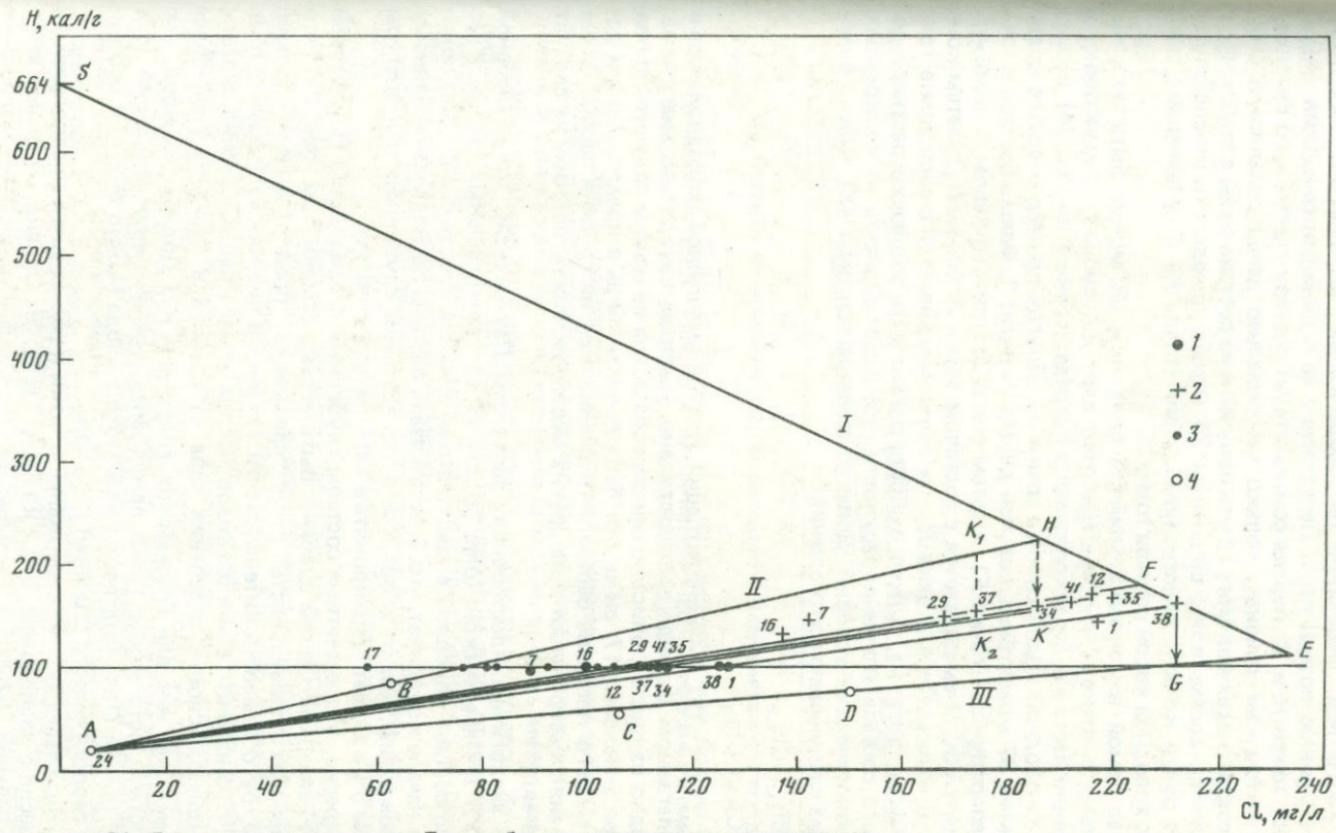


Рис. 34. Диаграмма смешения вод Большебанийского месторождения гидротерм

1 — состав вод скважин и их номера; 2 — измеренные теплосодержания вод тех же скважин; 3 — состав вод кипящих источников; 4 — состав вод горячих и холодных источников: I — линия потери пара; II—III — линии смешения. Буквенные обозначения даны в тексте

скважины и на их продолжении откладываем измеренные (расчетные) величины теплосодержания. Точка *S* (см. рис. 34) соответствует максимальному теплосодержанию пара. Через нее и точку с максимальной измеренной (расчетной) величиной теплосодержания (см. рис. 34, точка *38*), проводим линию потери пара. Пересечение ее с линиями смешения (*AB* и *AD*) дает точки *H* и *E*: первая соответствует составу глубинного флюида, вторая — тому же флюиду, только максимально депарированному. Очевидно, составы всех вод могут быть получены из состава воды в точке *H*.

Например, состав воды скважины 34 можно определить по составу в точке *H* путем кондуктивного охлаждения (точка *K*) и дальнейшего смешения с холодной водой состава точки *A*.

Состав самой высокозентальпийной скважины 38 может быть получен по составу в точке *H* путем отделения пара на глубине, кондуктивного охлаждения частично депарированного флюида (точка *b* на рис. 34) и смешения с холодной водой состава точки *A*). Другой пример — состав воды в скважине 37 может быть получен двумя путями: 1. Флюид состава в точке *H* депарируется (точка *F*), а затем смешивается с составом в точке *A*; 2. Флюид точки *H* смешивается с составом точки *A* (точка *K<sub>1</sub>*), затем кондуктивно охлаждается (точка *K<sub>2</sub>*) и снова смешивается с составом в точке *A*. Таким образом, можно выбрать любой путь эволюции раствора до конечного состава его на поверхности, все будет зависеть от конкретных гидрогеологических условий. Долю отделившегося пара (*Y*) можно определить из следующего соотношения:

$$Y = \frac{Cl_{cm} - Cl_{x.v}}{Cl_{fl} - Cl_{x.v}},$$

где  $Cl_{cm}$ ,  $Cl_{x.v}$ ,  $Cl_{fl}$  — концентрации хлора в смешанной, холодной воде и предполагаемом флюиде соответственно, которые находят по диаграмме. Как видно на рис. 34, описанными способами мы не можем получить состав раствора скважины 17, он может быть получен лишь в предположении дополнительного прогрева раствора отделившимся на глубине паром. Такие случаи могут встретиться и на других месторождениях, поэтому их следует иметь в виду.

При аналогичных построениях диаграмм Паужетской, Узон-Гейзерной (рис. 35) и Паратунской (рис. 36, см. вкл.) геотермальных систем у нас не было состава холодной воды, поэтому точка *A* (см. рис. 34) была помечена в начале координат, что, как показали расчеты по Большому Банному месторождению, ведет к ошибке в определении глубинной температуры не более 3% и может быть принята в первом приближении.

Интересно, что расчетные составы глубинных флюидов для Паужетской и Узон-Гейзерной систем должны быть весьма близки (см. рис. 35), что подтверждает правильность ранее сделанного предположения [Ильин, 1977, а, б] о близости интенсивности теплового питания их корней. Относительно динамики в них флюидов исходя из диаграммы можно сказать, что, видимо, условия отделения пара на глубине в кальдере Узон более благоприятны, чем для Паужетских гидротерм и в Долине Гейзеров, так как составы источников Узона лежат ниже нижней линии смешения (см. рис. 35, линия *OB*). Подтверждение этого вывода можно видеть в особенностях геологического строения кальдеры.

Опытные замеры теплосодержаний близки к расчетным в предположении равновесия с халцедоном, а не с кварцем (табл. 3). Однако, как нам кажется, завышение расчетной температуры по кварцу происходит вследствие неучета доли отделившегося пара. Следовательно, используя наши диаграм-

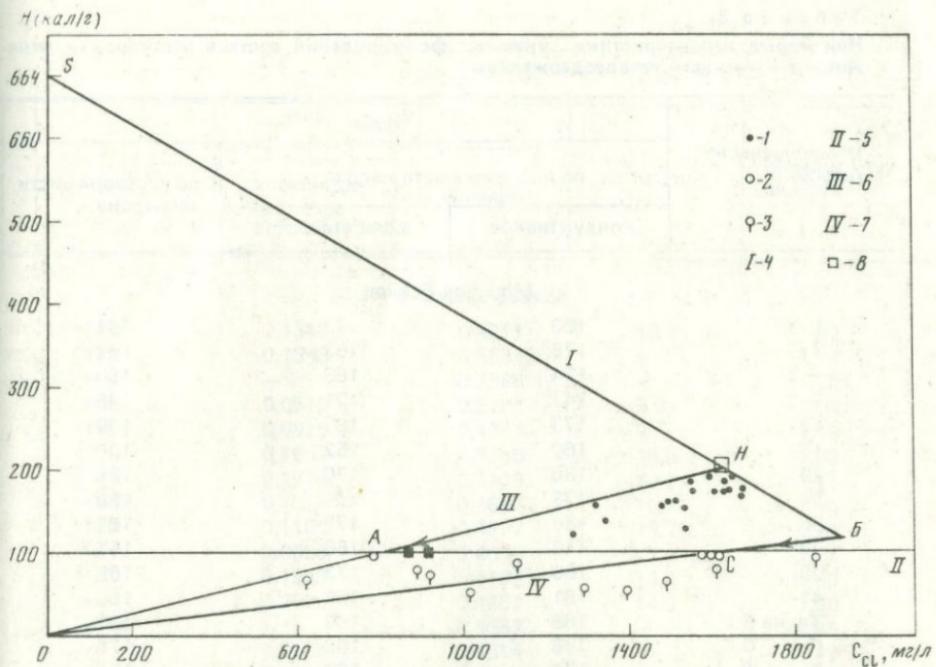


Рис. 35. Диаграмма смешения вод Паужетского и Узон-Гейзерного геотермальных районов

1 — состав вод скважин Паужетки; 2 — кипящие источники Долины Гейзеров; 3 — источники кальдеры Узон; 4 — линии потери пара; 5 — линия кипения; 6—7 — линии смешения; 8 — гейзеры Большой, Великан и Фонтан

мы, можно ввести поправки в величины прогнозных температур. Полученные по диаграммам глубинные температуры будут максимально возможными, и для каждой группы источников можно оценить механизм формирования растворов по мере их миграции к области разгрузки. Из расчетов видно, что в среднем для Паужетских гидротерм доля отделившегося на глубине пара на порядок меньше, чем для Большебанного месторождения, при этом и дебит скважин также меньше.

Однако такое совпадение вряд ли можно использовать как критерий, здесь еще необходимы дополнительные исследования и сопоставления с большим числом месторождений.

Имея представления о динамике формирования растворов, в частности о количестве отделившегося пара и доле флюида, можно составить последнего на глубине оценить по составу на поверхности. Конечно, такая оценка будет более надежна в отношении катионов и менее надежна для анионов. Это объясняется тем, что концентрация анионов зависит от количества растворенных и диссоциированных газов, которые к тому же обладают разной растворимостью и степенью диссоциации. Более того, мы не можем знать, был ли флюид насыщен обнаруженными на поверхности спонтанными и растворенными газами, соотношение между которыми конечно же сильно изменилось. Мы не имеем никаких сведений об интенсивности источника газовых компонент на глубине, да и о природе самого источника не существует единого мнения. Поэтому в данной работе мы рассчитали содержание гидрокарбоната и хлора, поведение которых не столь сложно, как сульфид-иона.

Таблица 3

Некоторые характеристики динамики формирования состава растворов в скважинах с известным теплосодержанием

№ скважины на рис. 34	$H_{\text{расч.}}$ , кал/г		
	по растворимости кварца		по растворимости халцедона
	кондуктивное	адиабатическое	
<b>Большое Банное</b>			
1	183	171	161
2	175	163	152
4	174	163	150
7	147	121	145
12	173	163	149
16	160	152	136
29	180	170	159
34	178	166	155
35	188	175	167
37	178	166	157
38	186	173	165
41	181	169	160
Точка Б	156	148	131
" С	196	183	176
" Д	174	163	151
<b>Паужетское</b>			
2	180	171	156
4	174	163	150
5	170	161	145
6	168	159	143
7	199	186	179
8	188	175	166
10	194	180	173
11	—	—	—
12	210	193	192
13	190	176	168
14	219	201	204
15	190	176	168
16	—	—	—
17	198	184	179
18	199	185	180
19	194	181	175
20	198	184	179
Точка Б	—	—	—
" С	—	—	—
" Д	—	—	—

В табл. 4 приведены усредненные (по всем нанесенным на диаграммы точкам) составы глубинных флюидов. По рис. 34, 35 можно считать, что воды Паужетского, Узон-Гейзерного и Большебаннского месторождений могли быть сформированы из флюидов состава, близкого к приведенному в табл. 4. Гораздо сложнее с Паратурским низкотемпературным месторождением (см. рис. 36). Если придерживаться принятых нами граничных

$H_{\text{изм.}}$ , кал/г	Доля		Дебит, л/с	Минерализация, г/л
	отделившееся паро	флюида		
<b>Большое Банное</b>				
146	0,1348	0,4211	13,2	1,32
146	0,1348	0,5584	—	1,17
—	—	0,3888	—	1,10
145	0,0518	0,5707	8,0	1,04
170	0,0926	0,4754	7,3	1,19
133	0,1057	0,5356	18,6	1,02
148	0,1014	0,4716	13,2	1,21
156	0,1014	0,4647	10,1	1,20
165	0,1100	0,4657	19,2	1,27
154	0,0926	0,4663	11,1	1,21
162	0,1226	0,4189	13,4	1,39
160	0,2126	0,4557	14,0	1,25
—	—	0,6867	—	0,95
—	0,2105	0,5614	—	1,47
—	0,2105	0,3706	—	1,39
<b>Паужетское</b>				
177	0,0403	0,0444	0,03	3,25
160	0,0122	0,1940	0,25	2,72
123	0,0690	0,2740	0,06	2,67
1416	0,0499	0,2140	—	2,83
180	0,0403	0,0284	0,02	3,38
159	0,0470	0,1290	0,04	3,10
164	0,0403	0,1140	0,33	3,13
157	0,0554	0,1040	0,15	—
175	0,0554	0,0233	0,06	3,47
177	0,0299	0,0680	—	3,19
190	0,0241	0,0163	—	3,45
166	0,0403	0,1060	0,23	3,12
182	0,0442	0,0118	8,4	3,45
181	0,0403	0,0326	—	3,39
196	0,0122	—	—	3,40
133	0,0975	0,1440	—	3,19
194	0,0299	0,0455	—	3,32
—	0,1518	—	—	—
—	0,1518	0,1560	—	—
—	—	0,5150	—	—

условий, то водоносный горизонт будет близок к параметрам, выраженным в табл. 4. Тогда следует полагать, что воды Среднего участка — это результат ассимиляции холодными водами продуктов дегазации первоначального флюида. По значениям градиентов температур в гидротермальных потоках и региональных геотермических градиентах Ю.П. Трухиным и В.В. Петровой [1976] было показано, что выравнивание температуры в региональном

Таблица 4  
Расчетный состав глубинного флюида

Гидротермальная система	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{NH}_4^+$	$\text{SO}_4^{2-}$
Паужетская	1042 53,0	104 2,66	60 3,00	5 0,43	0,6 0,03	122 2,54
Большебанная	73 29,26	146 3,73	55 2,76	5 0,42	0,33 0,02	1300 27,10
Паратунская (Верхний, Северный и Нижний участки)	655 28,47	33 0,84	287 14,34	7,4 0,62	—	1632 34,00

Примечание. Числитель — концентрация иона — мг/л; знаменатель — мг-экв.

Таблица 4 (окончание)

Гидротермальная система	$\text{HCO}_3^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{SiO}_2$	Темпера- тура, °С	Глубина пи- тывающего го- ризонта
Паужетская	131 2,53	1620 45,63	300,77	205	2,0
Большебанная	161 2,64	200 5,63	453,93	239	5,5
Паратунская (Верхний, Северный и Нижний участки)	77 1,26	329 9,27	123,07	210	7,5

поле и в восходящих потоках гидротерм ( $t = 130^\circ\text{C}$ ) произойдет на глубине около 3 км. Следовательно, эту глубину можно считать уровнем смешения холодных вод с конденсатами газов ( $t = 140^\circ\text{C}$ , см. рис. 36) для Среднепаратунского участка. Тогда уровень формирования первоначального флюида, из которого образуются воды Верхнего, Нижнего и Северного участков, составит около 7,0–7,5 км. Аналогичные расчеты для Большебанного месторождения показали, что температура  $230^\circ\text{C}$  будет достигнута на глубине 5,3–5,4 км. Следовательно, уровень формирования глубинного флюида ( $t = 239^\circ\text{C}$ , см. табл. 5) этого месторождения в региональном плане находится на глубине около 5,5 км. Для Паужетского и Узон-Гейзерного районов таким уровнем, вероятно, будет глубина около 2–3 км.

Из произведенных расчетов видно, что уровни формирования флюидов различных месторождений могут сильно отличаться. Однако совпадение результатов расчетов уровня их формирования при принципиально различных подходах вряд ли случайно. Вероятно, логично считать, что такой уровень обусловлен благоприятным сочетанием геотермических и геохимических факторов. Установить, какие из них могут послужить причиной возникновения гидротермальной системы чрезвычайно трудно. Тем не менее можно уверенно говорить о том, что геохимический облик глубинных

растворов определяется не только их температурой. Мнение о едином составе глубинных высокотемпературных гидротерм как хлоридно-натриевом мало обосновано. Видимо, правильнее предполагать единый механизм возникновения гидротермальных систем как благоприятного сочетания одних и тех же физико-химических, гидрогеологических и геотермических факторов. Импульсом для возникновения гидротермальной системы может послужить процесс внедрения эндогенного пара в водоносный горизонт, сопровождающийся большим экзотермическим эффектом [Ильин, 1977б]. Генезис эндогенного пара может быть связан как с процессами регионального метаморфизма, магмообразованием на глубине [Кононов, Ильин, 1971], так и с подкоровыми процессами дегазации вещества мантии. Формирование же физико-химического облика растворов, выходящих на поверхность, целиком связано со спецификой вмещающих пород и реализацией условий подземного вскипания и смешения с водами близповерхностных горизонтов. По мере миграции растворов к области разгрузки реализация условий вскипания и смешения может быть многоактной (Паратунские термы), а интенсивность и масштабы различны для отдельных источников одного и того же месторождения (см. рис. 34—36, табл. 4).

Итак, отсюда можно сделать выводы.

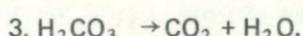
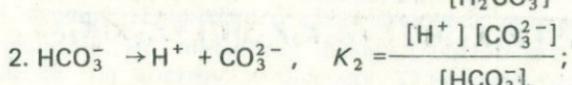
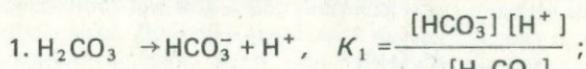
1. Рассмотренный метод построения диаграмм смешения вод по химическому составу источников, выходящих на поверхность, позволяет рассчитать состав глубинного флюида, его температуру и динамику формирования разгружающихся растворов.

2. В сочетании с геотермическими данными рассмотренный метод дает возможность оценить уровень формирования глубинного флюида, который согласно расчетам может лежать в интервале 2—8 км от поверхности.

3. Формирование физико-химического облика растворов может быть связано с многоактной реализацией условий глубинного вскипания и смешения гидротерм. Однако трудно отрицать и возможности питания источников из различных глубинных водоносных горизонтов.

Как любой метод, используемый для прогнозов, этот метод обладает рядом недостатков, основным из которых можно считать недостаточную надежность расчета концентрации анионов. Известно, что с изменением температуры меняются и коэффициенты диссоциации растворенных веществ, а следовательно, и соотношение диссоциированных молекул. Особенно это важно для таких веществ, как  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  и др.

Рассмотрим следующую реакцию диссоциации:



Из этих уравнений находим

$$\% \text{H}_2\text{CO}_3 = \Sigma \text{CO}_2 \frac{[\text{H}^+]^2}{[\text{H}^+]^2 + K_1 K_2}, \quad (1)$$

$$\% \text{HCO}_3^- = \Sigma \text{CO}_2 \frac{K_1 [\text{H}^+]}{[\text{H}^+]^2 + K_1 [\text{H}^+] + K_1 K_2}, \quad (2)$$

$$\% \text{CO}_3^{2-} = \Sigma \text{CO}_2 \frac{K_1 K_2}{[\text{H}^+] + K_1 [\text{H}^+] + K_1 K_2}, \quad (3)$$

Точно также находим уравнения для других основных кислот и оснований

$$\% \text{NH}_4\text{OH} = \Sigma \text{NH}_3 \frac{10^{14} + \text{pH}}{10^{14+\text{pH}} + K}, \quad (4)$$

$$\% \text{NH}_4^+ = \Sigma \text{NH}_3 \frac{K}{10^{14+\text{pH}} + K}. \quad (5)$$

Для кремниевой кислоты

$$\% \text{H}_2\text{SiO}_3 = \Sigma \text{SiO}_2 \frac{[\text{H}^+]^2}{[\text{H}^+]^2 + K_1 [\text{H}^+] + K_1 K_2}, \quad (6)$$

$$\% \text{HSiO}_3^- = \Sigma \text{SiO}_2 \frac{K_1 [\text{H}^+]}{[\text{H}^+]^2 + K_1 [\text{H}^+] + K_1 K_2}, \quad (7)$$

$$\% \text{SiO}_3^{2-} = \Sigma \text{SiO}_2 \frac{K_1 K_2}{[\text{H}^+]^2 + K_1 [\text{H}^+] + K_1 K_2}, \quad (8)$$

Для серной кислоты

$$\% \text{H}_2\text{SO}_4 = \Sigma \text{S} \frac{[\text{H}^+]^2}{[\text{H}^+]^2 + K_1 [\text{H}^+] + K_1 K_2}, \quad (9)$$

$$\% \text{HSO}_4^- = \Sigma \text{S} \frac{K_1 \text{H}^+}{[\text{H}^+]^2 + K_1 [\text{H}^+] + K_1 K_2}, \quad (10)$$

$$\% \text{SO}_4^{2-} = \Sigma \text{S} \frac{K_1 K_2}{[\text{H}^+]^2 + K_1 [\text{H}^+] + K_1 K_2}, \quad (11)$$

Для ортокремниевой кислоты

$$\% \text{H}_4\text{SiO}_4 = \quad (12)$$

$$= \Sigma \text{SiO}_2 \frac{[\text{H}^+]^4}{[\text{H}^+]^4 + K_1 [\text{H}^+]^3 + K_1 K_2 [\text{H}^+]^2 + K_1 K_2 K_3 [\text{H}^+] + K_1 K_2 K_3 K_4},$$

$$\% \text{H}_3\text{SiO}_4^{1-} =$$

$$= \Sigma \text{SiO}_2 \frac{K_1 [\text{H}^+]^3}{[\text{H}^+]^4 + K_1 [\text{H}^+]^3 + K_1 K_2 [\text{H}^+]^2 + K_1 K_2 K_3 [\text{H}^+] + K_1 K_2 K_3 K_4}, \quad (13)$$

$$\% \text{H}_2\text{SiO}_4^{2-} =$$

$$= \Sigma \text{SiO}_2 \frac{K_1 K_2 [\text{H}^+]^2}{[\text{H}^+]^4 + K_1 [\text{H}^+]^3 + K_1 K_2 [\text{H}^+]^2 + K_1 K_2 K_3 [\text{H}^+] + K_1 K_2 K_3 K_4}, \quad (14)$$

$$\% \text{HSiO}_4^{3-} =$$

$$= \Sigma \text{SiO}_2 \frac{K_1 K_2 K_3 [\text{H}^+]}{[\text{H}^+]^4 + K_1 [\text{H}^+]^3 + K_1 K_2 [\text{H}^+]^2 + K_1 K_2 K_3 [\text{H}^+] + K_1 K_2 K_3 K_4}, \quad (15)$$

$$\begin{aligned} \% \text{SiO}_4^{4-} &= \\ = \Sigma \text{SiO}_2 \frac{K_1 K_2 K_3 K_4}{[\text{H}^+]^4 + K_1 [\text{H}^+]^3 + K_1 K_2 [\text{H}^+]^2 + K_1 K_2 K_3 [\text{H}^+] + K_1 K_2 K_3 K_4} \end{aligned} \quad (16)$$

Можно думать, что алюминий может быть в растворе в виде кислоты, тогда

$$\% \text{HAIO}_2 = \Sigma \text{Al}_2\text{O}_3 \frac{[\text{H}^+]}{[\text{H}^+] + K_1}, \quad (17)$$

$$\% \text{AlO}_2^- = \Sigma \text{Al}_2\text{O}_3 \frac{K_1}{[\text{H}^+] + K_1}. \quad (18)$$

Для сероводородной кислоты уравнения следующие:

$$\% \text{H}_2\text{S} = \Sigma \text{S} \frac{[\text{H}^+]^2}{[\text{H}^+]^2 + K_1 [\text{H}^+] + K_1 K_2}, \quad (19)$$

$$\% \text{HS}^- = \Sigma \text{S} \frac{K_1 [\text{H}^+]}{[\text{H}^+]^2 + K_1 [\text{H}^+] + K_1 K_2}, \quad (20)$$

$$\% \text{S}^{2-} = \Sigma \text{S} \frac{K_1 K_2}{[\text{H}^+]^2 + K_1 [\text{H}^+] + K_1 K_2} \quad (21)$$

Таким образом, эти уравнения дают возможность рассчитать концентрации анионов и соотношения различных форм диссоциатов при необходимых нам температурах в докритической области. Такие расчеты приведены на рис. 37 в виде диаграмм, где по оси ординат отложено содержание различных форм (в %), а по оси абсцисс—значения pH.

Используя эти диаграммы, а также полученные в результате полевых работ сведения о гидрохимии вод Узон-Гейзерного района и величинам газовых факторов, мы рассчитали возможный состав глубинного флюида (табл. 5). В результате наблюдений выяснилось, что с глубиной может изменяться гидрохимический облик вод. Так, сульфатно-гидрокарбонатные поверхностные воды Верхнегейзерного участка на глубине стали гидрокарбонатными. Другой интересный вывод состоит в том, что состав глубинного флюида кальдеры Узон, полученный этим методом, весьма близок к составу флюида Паужетского месторождения, полученному методом диаграмм смешения. Но глубинный флюид Паужетского месторождения, вероятно, близок по составу к флюиду Узон-Гейзерного района. Следовательно, можно думать, что оба метода расчета состава глубинного флюида могут быть приняты, так как они хорошо дополняют один другой. Однако здесь следует отметить, что метод диаграмм смешения проще в практике и дает больше информации о глубинном флюиде.

Сопоставляя результаты расчетов состава флюидов обоими методами, мы приходим к выводу о том, что составы высокохлоридных и высоко-температурных терм кальдеры Узон и глубинного флюида ближе, чем термы других участков Узон-Гейзерной системы. Вероятно, такие термальные системы Узона менее смешаны и дегазированы, а следовательно, более представительны и перспективны.

Таблица 5

Результаты расчета состава глубинного флюида Узон-Гейзерной системы

Проба	Концентрация, мг/л				
	T° C	pH	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>
Кихпиничевские источники					
Пульсирующий источник	98	4,0	—	—	441,0
Конденсат пароводяной смеси	—	2,5	—	27,4	27,9
Расчетный состав глубинного раствора	200	2,02	—	—	441,28
Верхнегейзерные источники					
Непрерывно-действующий источник	98	7,6	—	48,8	115,0
Конденсат газопаровых струй	—	5,0	—	—	153,6
Расчетный состав глубинного раствора	200	6,17	—	263,9	176,5
Гейзерные источники					
Пульсирующий источник	98	7,6	48,0	—	192,0
Конденсат газопаровых струй	—	5,5	—	141,5	41,2
Расчетный состав глубинного раствора	200	6,17	—	241,0	208,5
Источники кальдеры Узон					
Центральный источник	90	6,35	—	30,5	236,16
Конденсат пароводяной смеси	—	—	—	127,0	142,0
Расчетный состав глубинного раствора	200	5,15	—	—	416,0

Концентрация, мг/л							
Cl <sup>-</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	K <sup>+</sup> + Na <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>
Кихпиничевские источники							
—	25,0	131,0	16,0	12,2	5,0	2,4	—
153,0	1,5	6,0	95,4	6,4	6,1	1,4	—
16,6	25,04	132,01	16,1	12,27	7,41	—	—
Верхнегейзерные источники							
5,0	0,7	30,7	32,0	4,8	—	—	180
сл.	12,5	36,6	6,4	5,8	4,0	0,3	80
18,1	9,2	45,31	34,56	7,12	1,72	—	212,0
Гейзерные источники							
755,0	—	580,0	32,0	—	—	—	280,0
352,8	99,0	0,6	168,8	14,0	1,2	2,0	—
895,8	41,0	647,80	37,6	0,48	0,8	—	280,64
Источники кальдеры Узон							
1716,26	—	113,1 114,1	29,46	10,70	—	—	213,8
4,0	—	—	—	—	—	—	—
1717,26	—	1254,1	29,46	10,70	—	—	213,8

Таблица 5 (окончание)

Проба	Концентрация, мг/л			
	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S	NH <sub>3</sub>	Формула Курлова
<b>Кихиницкие источники</b>				
Пульсирующий источник	12,5	0,51	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$M_{0,630} \frac{SO_{100}^4}{(Na + K)_{58} NH_{24}^4}$
Конденсат пароводяной смеси	13,6	1,72	$5,7 \cdot 10^{-3}$	—
Расчетный состав глубинного раствора	0,267р	0,53р	—	$M_{0,851} \frac{SO_{93}^4}{(Na + K)_{57} NH_{22}^4}$
<b>Верхнегейзерные источники</b>				
Непрерывно-действующий источник	—	—	—	$M_{0,385} \frac{SO_{76}^4 HCO_{24}^3}{Ca_{47} (Na + K)_{39}}$
Конденсат газопаровых струй	25,3	0,64	$8,7 \cdot 10^{-3}$	—
Расчетный состав глубинного раствора	9,77р	0,32р	—	$M_{0,610} \frac{HCO_{85}^3 Cl_{10}}{(Na + K)_{39} Ca_{34}}$
<b>Гейзерные источники</b>				
Пульсирующий источник	23,0	0,03	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$M_{1,887} \frac{Cl_{82}}{(Na + K)_{94}}$
Конденсат газопаровых струй	—	—	—	—
Расчетный состав глубинного раствора	9,0р	0,012р	—	$M_{2,330} \frac{Cl_{75}}{(Na + K)_{85}}$
<b>Источники кальдеры Узон</b>				
Центральный источник	—	—	—	$M_{3,490} \frac{Cl_{90}}{(Na + K)_{96}}$
Конденсат пароводяной смеси	10,0	0,33	—	—
Расчетный состав глубинного раствора	2,56р	0,81	—	$M_{3,643} \frac{Cl_{85} SO_{15}^4}{(Na + K)_{96}}$

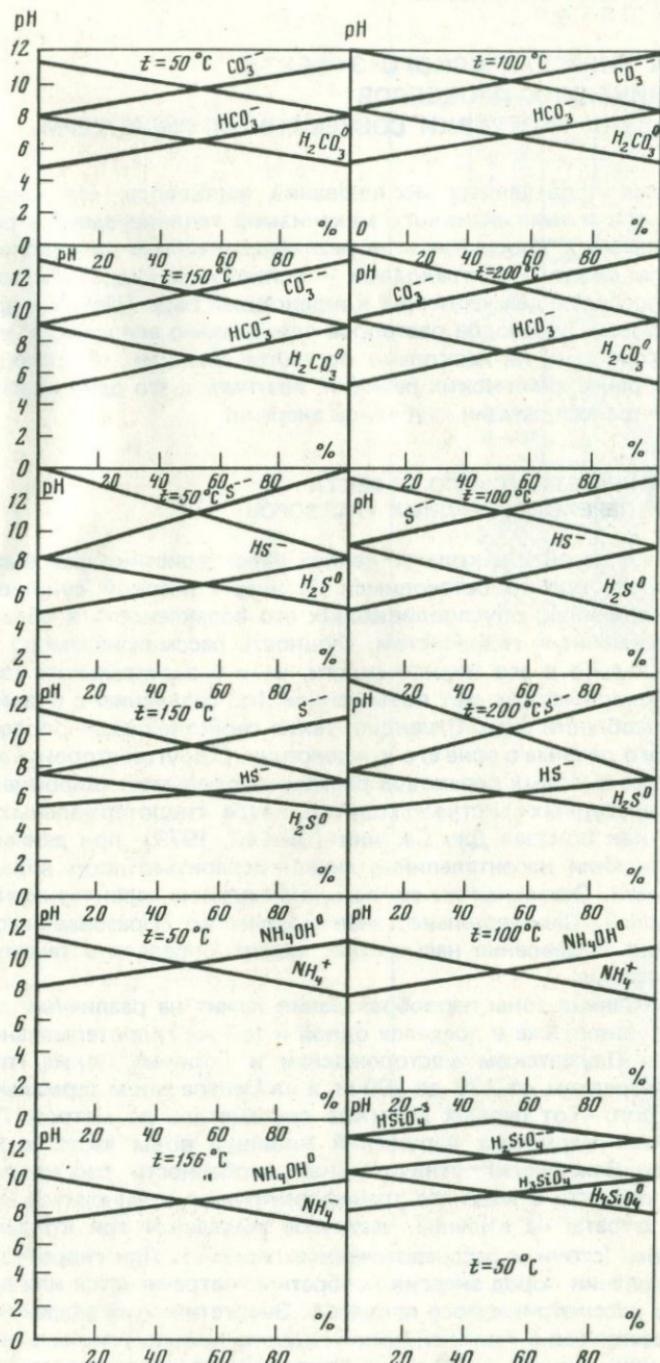


Рис. 37. Содержание различных степеней диссоциатов в зависимости от температуры и кислотности-щелочности среды, %

## ОЦЕНКА ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ОБЛАСТЯХ РАЗГРУЗКИ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ

В процессе проведенных исследований выявилось, что соотношение кондуктивного и конвективного механизмов теплопередачи в различных частях термальных площадок и на различной глубине определяется главным образом фазовыми переходами — вскипанием гидротерм по мере их подъема и последующей частичной конденсацией пара [Ильин и др., 1973]. Процесс фазовых переходов растворов чрезвычайно энергоемок и характеризуется скоростью, на несколько порядков большей, чем скорость рассмотренных ранее химических реакций, поэтому — это один из важнейших механизмов трансформации глубинной энергии.

### ОЦЕНКА ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ

Прежде чем перейти к количественной характеристики фазовых переходов растворов, кратко остановимся на энергетической сущности этого процесса и причинах, обуславливающих его возможность в областях разгрузки современных гидросистем. Сущность рассматриваемого процесса состоит не только в его энергоемкости, но и в значительном увеличении скорости теплообмена за счет повышенной (по сравнению с водой) миграционной способности пара. Очевидно, такие свойства пара — определяющие для теплового режима в зоне его конденсации. С другой стороны, количественная оценка фазовых переходов растворов открывает широкие возможности температурных экстраполяций в недра гидротермальных систем, поскольку, как показал Дж. Сестини [Sestini, 1970], при данных температуре и давлении изоэнталпийно может испариться лишь определенная часть жидкости. Остальная же ее часть, охлаждаясь, характеризуется меньшей энталпией. Следовательно, зная количество образовавшегося пара, его энталпию и давление насыщения, можно определять температуру и уровень испарения.

Верхняя граница зоны парообразования лежит на различных гипсометрических уровнях даже в пределах одной и той же гидротермальной системы. Так, на Паужетском месторождении и Горячем Пляже глубина ее варьирует в среднем от 120 до 200 м, а на Центральном термальном поле кальдеры Узон — от первых десятков сантиметров до метров. По зонам тектонических разрывных нарушений кипящие воды часто выходят на поверхность. Важнейшая отличительная особенность рассматриваемого процесса в том, что в ходе его трансформируется и выносится глубинная энергия — затраты на кипение, частичное выделение при конденсации и вынос паром (струи и рассредоточенное парение). При гидротермальном же преобразовании пород энергия необратимо затрачивается или выделяется в рамках рассматриваемого процесса. Энергетический эффект фазовых переходов растворов в Узон-Гейзерной гидротермальной системе оценивается при помощи конусов Аверьева и тепломеров по методике, описанной во второй главе. Точность результатов измерений обоими методами составляла 15—25%.

Оценка интенсивности и энергетического эффекта конденсации пара произведена нами впервые в кальдере Узон и Долине Гейзеров прямыми

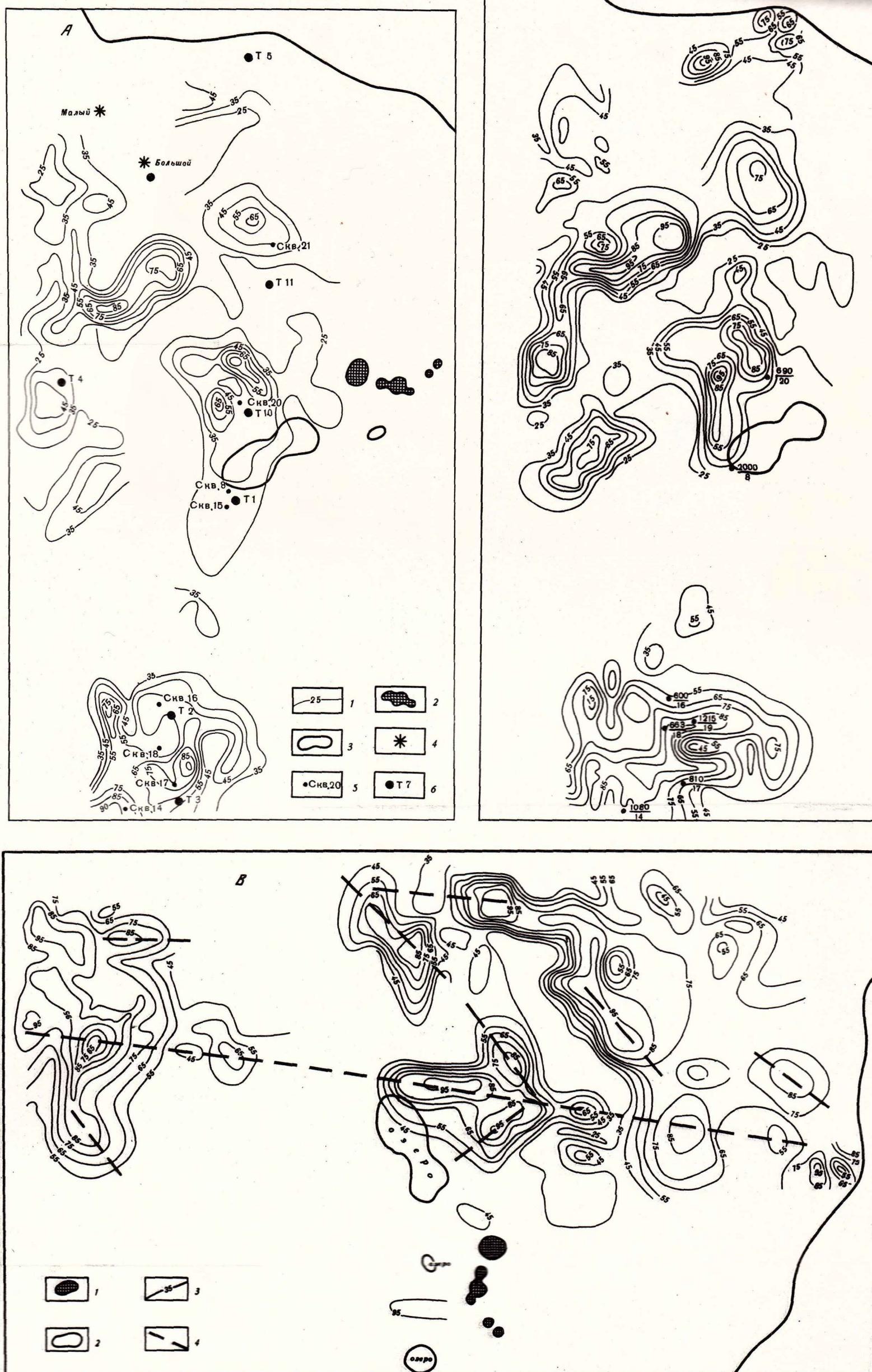


Рис. 14. Схема изотерм района Главных Гейзеров А – на глубине 5 см:

1 – изотермы, 2 – грязевые котлы, 3 – термальные озера, 4 – гейзеры, 5 – скважины, 6 – места установки датчиков теплового потока района Б – на глубине 50 см: 1 – изотермы; цифры на рисунке: числитель – величина кондуктивного потока, мккал/( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ), знаменатель – номер скважины. В – на глубине 75 см: 1 – грязевые озерки, 2 – термальные озерки, 3 – изотермы, 4 – предполагаемые термовыводящие трещины

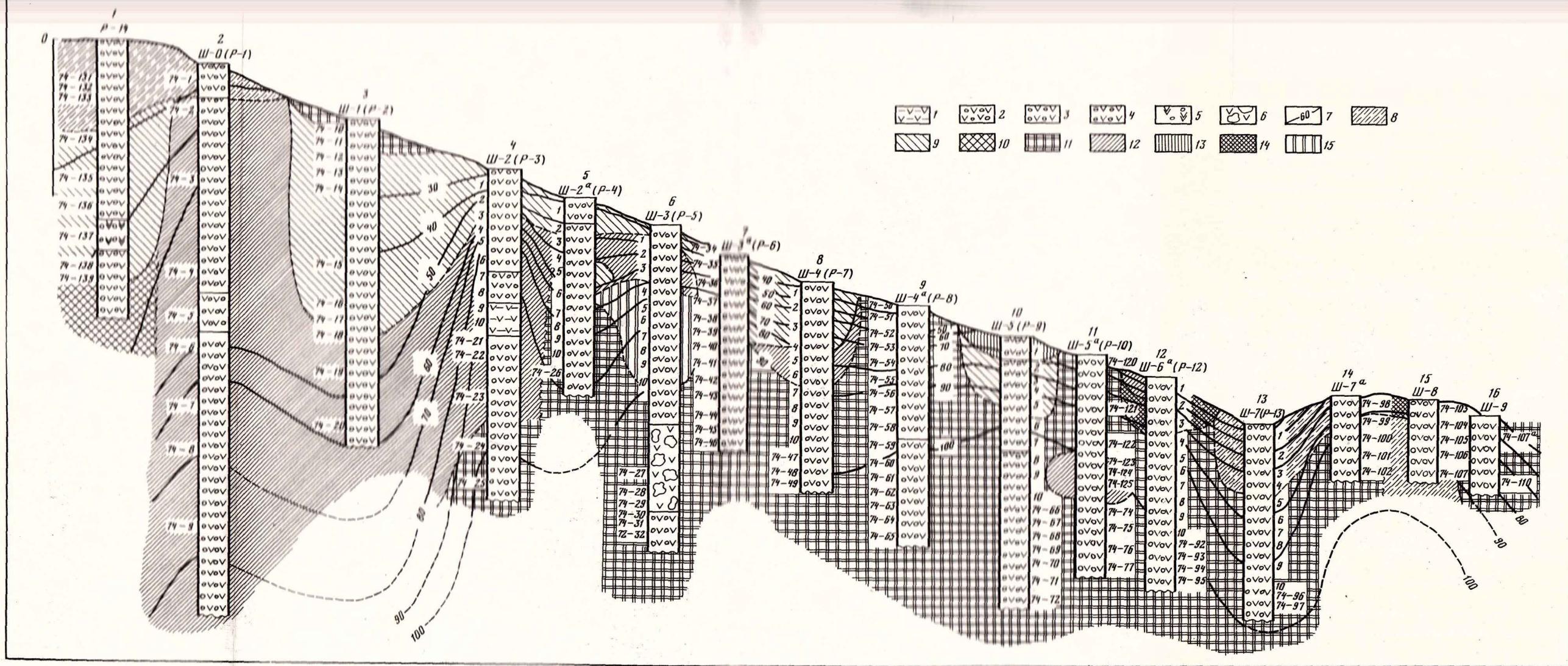


Рис. 25. Схема распространения ассоциаций гидротермальных минералов в разрезе термального поля Северо-Камбальских паровых струй

1 – глина; 2 – алевропсаммитовый пеплово-пемзовый туф; 3 – псаммитовый туф; 4 – псевфито-псаммитовый туф; 5 – псевфито-псаммитовый туф, более основной; 6 – псевфитовый туф; 7 – изотермы: ассоциации минералов; 8 – монтмориллонит-смешанослойный каолинит-монтмориллонит; 9 – смешанослойная каолинит-монтмориллонитовая; 10 – монтмориллонитовая; 11 – хлорит-монтмориллонитовая; 12 – каолинитовая; 13 – смешанослойная слюда-монтмориллонитовая; 14 – гиббент-каолинитовая; 15 – смешанослойная монтмориллонит-каолинитовая

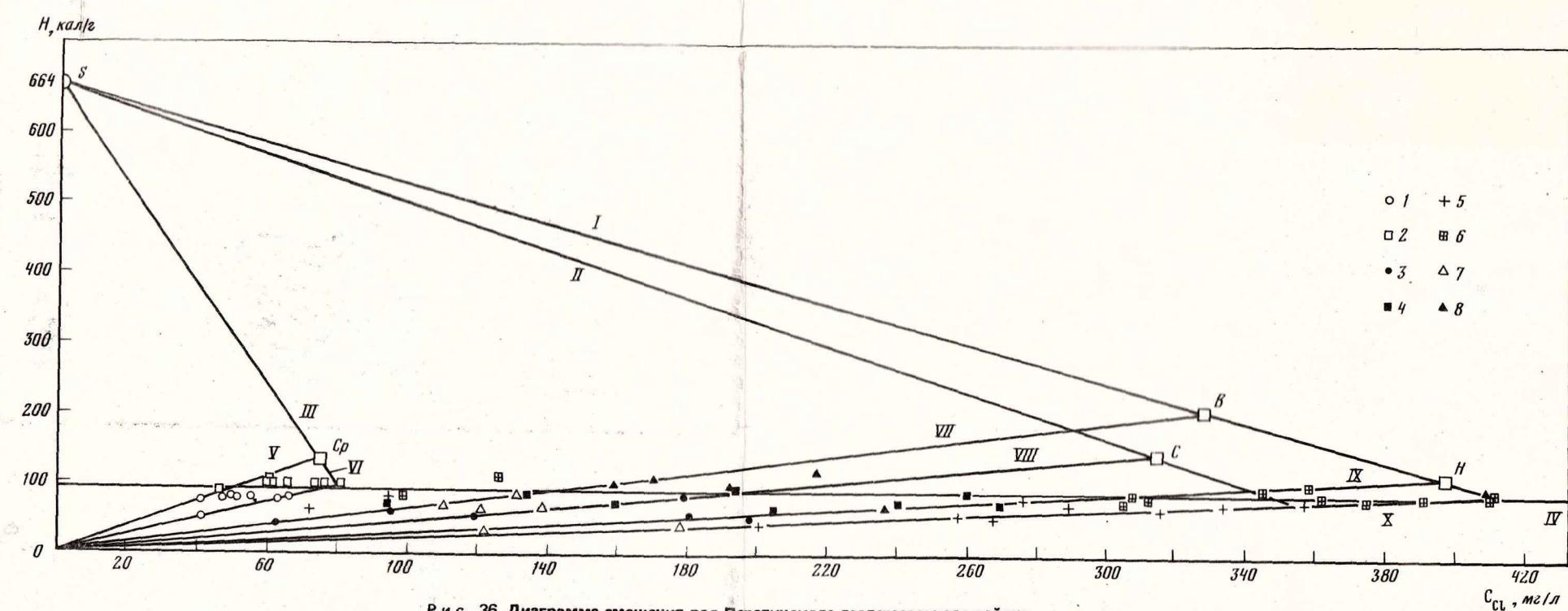


Рис. 36. Диаграмма смешения вод Паратунского геотермального района

1–2 – Северный участок: 1 – измеренные составы вод скважин, 2 – расчетные составы;  
3–4 – Средний участок: 3 – измеренные, 4 – расчетные составы;  
5 – измеренные, 6 – расчетные, 7–8 – Восточный участок: 7 – измеренные, 8 – расчетные;  
I–III – линии потери пара: I – для Восточного и Нижнего, II – для Северного, III – для Сред-

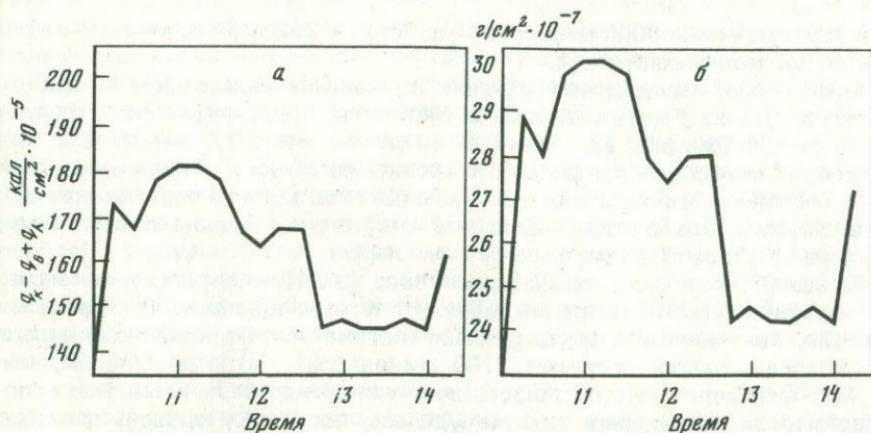


Рис. 38. Энергетический эффект (а) и интенсивность конденсации пара (б) в Долине Гейзеров (скв. 17, 18.VIII 1972 г.)

методами. Для Центрального термального поля кальдеры Узон средняя величина интенсивности конденсации пара на глубине 40–60 см составила  $0,01 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ , что приводит к формированию теплового потока плотностью около 500 мккал/( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ).

Большие колебания интенсивности конденсации пара во времени обнаружены в Долине Гейзеров. На рис. 38, б приведена типичная кривая зависимости массы конденсата от времени суток. На рис. 38, а та же кривая приводится в энергетическом выражении.

В результате многочисленных наблюдений с помощью тепломеров (более 2000 замеров в 26 пунктах) установлено, что средняя интенсивность конденсации пара на активных площадках Долины Гейзеров близка к  $0,03 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ . Это приводит к формированию теплового потока плотностью около 1600 мккал/( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ).

По данным Дж. Сестини [Sestini, 1970], район Лардерелло (Италия) характеризуется на порядок большей величиной интенсивности конденсации пара.

На периферии активных площадок Долины Гейзеров интенсивность конденсации пара снижается до  $0,0141$ – $0,0247 \text{ г}/\text{м}^2 \cdot \text{с}$ . Таким образом, в процессе конденсации пара формируется тепловой поток, на 2–3 порядка больший, чем фоновый кондуктивный теплопоток Восточной Вулканической зоны Камчатки.

На Узоне определялась интенсивность перехода растворов в пар прямым методом у скважины Р-9. Ее величина на глубине 40–60 см определена в  $0,058 \text{ г}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$ , что соответствует затратам энергии, равным около 3000 мккал/( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ). Только около 17% этой энергии возвращается при конденсации пара, остальная часть выносится на поверхность.

Попробуем косвенно оценить интенсивность вскипания растворов в Долине Гейзеров. Структура расчета такова: затраты энергии на кипение равны теплу конденсации пара плюс вынос тепла струями и рассредоточенным паром. Вынос тепла струями рассчитан по данным В.И. Кононова [1965] и равен  $0,03 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ . Модуль рассредоточенного парения в районе Главных Гейзеров определен нами величиной  $0,15 \text{ г}/\text{м}^2 \cdot \text{с}$  и, на наш взгляд, должен быть уменьшен до  $0,1 \text{ г}/\text{м}^2 \cdot \text{с}$  при учете непарящих земель. Модуль конденсации пара, как было показано, равен  $0,03 \text{ г}/\text{м}^2 \cdot \text{с}$ . Следовательно, интенсивность вскипания равна  $0,183 \text{ г}/\text{м}^2 \cdot \text{с}$ , что соответствует поглоще-

нию тепла не менее 8000 мккал/см<sup>2</sup> · с. Только 20% этой величины возвращается при конденсации пара.

Аналогичные исследования в районе вулкана Менделеева (о-в Кунашир) показали, что на Горячем Пляже за счет тепла конденсации формируется поток от 800 (см. рис. 22, точка 3 у ручья) до 39,6 мккал/(см<sup>2</sup> · с) (точки 1, 5 на том же профиле). По сравнению с Узон-Гейзерной системой максимальные и минимальные величины потоков здесь на порядок меньше. По-видимому, это следует объяснять отсутствием мощного слоя глин, что приводит к свободному выносу тепла паром.

На Северо-Восточном сольфатарном поле (о-в Кунашир) из-за интенсивной трещиноватости основной вынос тепла осуществляется паровыми струями, тем не менее формирование потока за счет конденсации пара в некоторых точках достигает 2700 мккал/(см<sup>2</sup> · с) (см. рис. 22, точка 15). Определить интенсивность вскипания гидротерм методами непосредственных наблюдений нам не удалось, поскольку уровень фазовых переходов лежит на значительной глубине.

Таким образом, проведенные исследования характеризуют фазовые переходы растворов как один из мощных механизмов формирования кондуктивного теплопотока в пределах зон конденсации пара.

### ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД В ОЧАГАХ РАЗГРУЗКИ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Предварительная оценка энергетического эффекта преобразования пород в гидротермальном процессе (см. вторую главу) показала, что возможны реакции как с выделением, так и с поглощением тепла [Ильин, 1973]. Очевидно, окончательное заключение о суммарном значении величины энергетического эффекта возможно лишь при рассмотрении зональности пород в конкретных гидротермальных системах с учетом условий ее образования. С этой целью нами были проведены специальные полевые, лабораторные и теоретические исследования эффекта минералообразования в зоне разгрузки парогидротерм кальдеры Узон (Камчатка). Эти исследования включали: 1) определение кондуктивного теплового потока по скважинам, пройденным в характерных участках термоаномалии; 2) выяснение реальной вертикальной зональности минеральных ассоциаций в этих же скважинах и ее физико-химических параметров; 3) расчет тепловых эффектов реакций преобразования минералов и их суммарного результата.

Местоположение скважин, пройденных ручным бурением на глубину от 3 до 9 м, было выбрано с таким расчетом, чтобы охарактеризовать как центральную часть очага разгрузки, где на поверхность выводится парово-дымная смесь, так и его периферию, где происходит только истечение пара, образующегося в зоне подземного вскипания терм, а также промежуточные между ними участки (см. рис. 6).

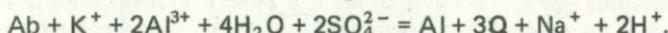
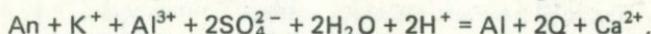
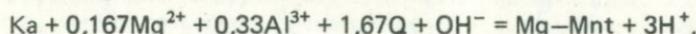
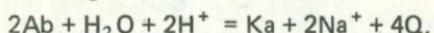
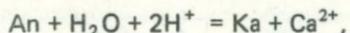
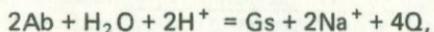
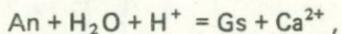
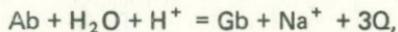
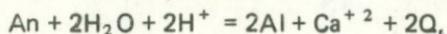
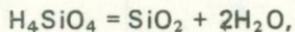
Кондуктивный тепловой поток определялся как произведение геотермического градиента, рассчитанного по результатам термометрии скважин, и коэффициента теплопроводности пород [Любимова и др., 1964] на образцах, отобранных послойно для максимально полной характеристики разреза и запафнированных для сохранения естественной влажности.

Керн скважин подвергался минералогическому анализу с применением методов рентгеновской дифрактометрии, световой и электронной в том числе, растровой микроскопии, термографии, инфракрасной спектроскопии. Изучался также объемный вес и химический состав пород. Этот комп-

лекс исследований позволил определить гидротермальные минералы, выделить их зоны в разрезах скважин и другие параметры, необходимые для количественной оценки теплового эффекта исследуемого явления.

Оценка энергетических последствий гидротермальной переработки пород проводилась по тепловому эффекту образования минералов, типичных для выделенных в разрезе зон, в соответствии с их мощностью и интенсивностью минералообразования. Основные первичные минералы, подвергающиеся гидротермальной переработке, — плагиоклазы. К сожалению, точная количественная оценка их первоначального содержания (в неизмененной породе) затруднительна, поскольку рассматриваемая термоаномалия заключена в кальдероозерных образованиях, состоящих из переотложенного материала. Интенсивность переработки этих образований выражена в том, что они сейчас почти на 80% состоят из новообразованных гидротермальных минералов.

Состав плагиоклазов варьирует в широких пределах — от основного до кислого, вследствие чего приводимые реакции рассчитывались для обоих случаев, а при определении теплового эффекта бралась средняя величина<sup>1</sup>:



В пределах разбуренного интервала глубин сверху вниз выделено 7 зон (рис. 39), названных по ведущим минералам, существование которых в зоне учитывалось при расчете суммарного энергетического эффекта: 1 — опаловая, 2 — рудная, 3 — каолинитовая, 4 — гиббсит-каолинитовая, 5 — галлуазит-каолинитовая, 6 — монтмориллонит-каолинитовая, 7 — цеолит-каолинит-монтмориллонитовая. Указанные минеральные ассоциации в основном характеризуют зону аргиллитизации, которая на большинстве месторождений современных гидротерм занимает самое верхнее положение [Набоко, 1969]. Основные минералы в названных ассоциациях — каолинит и монтмориллонит, поэтому мы выделили две укрупненные зоны: преимущественной каолинитизации и преимущественной монтмориллонитизации. Первая развивается выше уровня вскипания гидротерм, вторая — ниже его. Выделение их, как будет показано далее, обосновано и термодинамически, поскольку они характеризуются противоположными по знаку тепловыми эффектами реакций.

Скорость реакций, согласно нашим экспериментальным исследованиям, оценена величинами  $10^{-8}$ — $10^{-10}$  1/с. В расчетах с учетом конкретных

<sup>1</sup> An — анортит ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ); Ab — альбит ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ); Q — кварц ( $\text{SiO}_2$ ); Gb — гиббсит ( $\text{Al}(\text{OH})_3$ ); Gs — галлуазит  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ; Ka — каолинит  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ; Mg-Mnt — монтмориллонит  $\text{Mg}_{0,167}\text{Al}_{2,33}\text{Si}_{3,67}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ ; Al — алунит  $\text{AlKAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ .

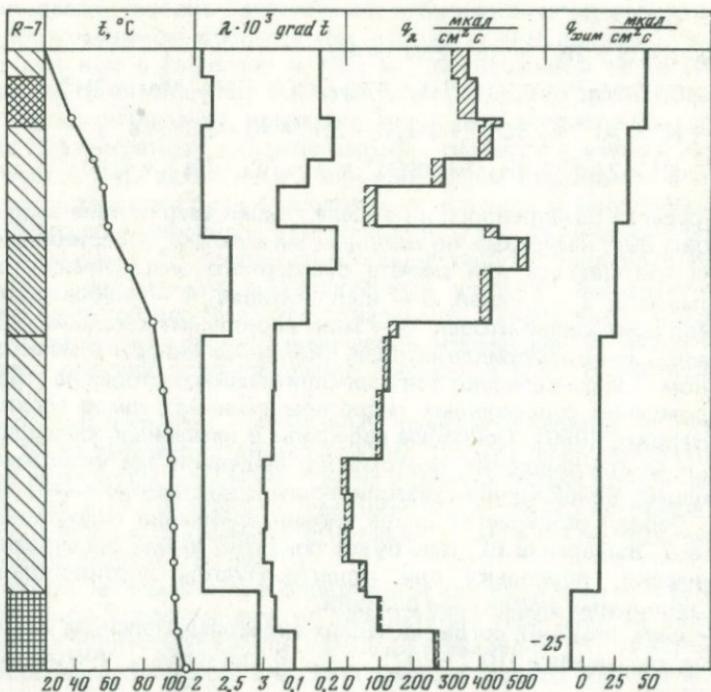
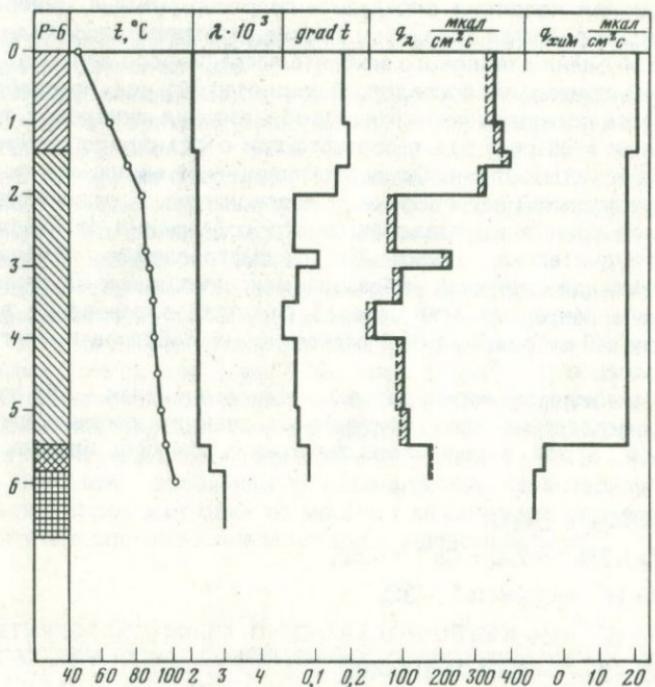


Рис. 39. Соотношение кондуктивной ( $q_x$ ) и "хемогенной" ( $q_{x\text{хим}}$ ) составляющих теплового потока в скважинах Центральной Узонской термоаномалии

Зоны изменения: 1 — опаловая, 2 — рудная, 3 — каолинитовая, 4 — гиббсит-каолинитовая, 5 — галлуазит-каолинитовая, 6 — монтмориллонит-каолинитовая, 7 — цеолит-каолинит-монтмориллонитовая; 8 — доля химической энергии

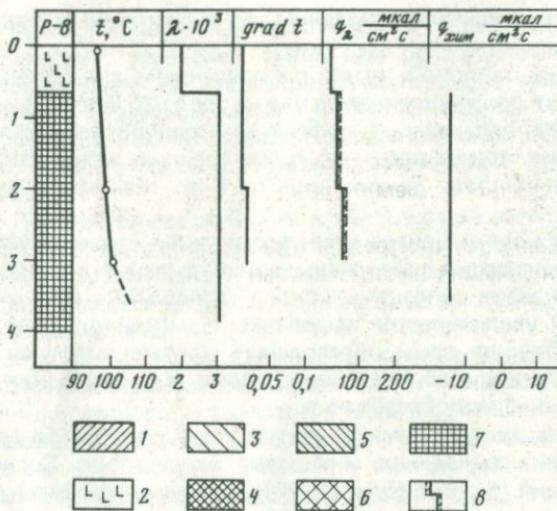


Рис 39 (окончание)

концентраций ионов принят коэффициент скорости реакции  $10^{-9}$ . Зная его, объемный вес пород, интенсивность их изменения и мощность соответствующей зоны, можно найти итоговое значение теплового эффекта гидротермального преобразования в [ $\text{мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ ], которое удобно сопоставлять с величиной кондуктивного теплопотока.

В заключение определялся суммарный результат по каждой скважине (алгебраическое сложение эффектов зон, вскрытых скважиной) и сравнивался с величиной измеренных независимо кондуктивных теплопотерь через поверхность Земли в данном пункте. Такое сопоставление графически выражено рис. 39. Наиболее представительны из полученных результатов (скв. Р-8), характеризующие центральную часть очага разгрузки, его периферию (скв. Р-7) и промежуточную зону (скв. Р-6).

Расчеты показывают, что, кроме процесса образования алуниита и монтмориллонита, все рассмотренные реакции экзотермичны. Поскольку монтмориллонит образуется в самой глубинной и высокотемпературной части изученных разрезов (см. рис. 12), смена знака эффекта хорошо согласуется с общим для физико-химических превращений принципом Лé-Шателье. Уже отсюда напрашивается вывод о том, что в более глубоких, не вскрытых нашими скважинами и соответственно более горячих горизонтах гидротермальной системы сходные преобразования должны быть эндотермичными и поэтому не увеличивать, а уменьшать тепловую мощность разгрузки системы. Оценка энергетического эффекта процессов в зоне пропилитизации (см. главу вторую), занимающей нижнее положение в гидротермально измененных породах системы, подтверждает сделанный ранее вывод.

Минимальным по абсолютной величине тепловым эффектом характеризуется образование опала (самая верхняя зона) и монтмориллонита (самая нижняя — цеолит-каолинит-монтмориллонитовая зона), причем в последнем случае эффект эндотермический.

Итоговый тепловой эффект преобразований в каждой из выделенных зон, определенных с учетом их мощности, оказывается для большинства скважин максимальным в каолинитовой зоне. Поскольку мощности ми-

неральных зон в скважинах различны, то и суммарных тепловой эффект отличается.

Кондуктивный тепловой поток по изученным скважинам, хотя также сильно варьирует по площади, имея на выходе от 26,8 до 360 мккал ( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ), всегда превышает суммарный эффект минералообразования. Сопоставление этих величин показывает, что в измеренных кондуктивных потерях тепла через поверхность Земли лишь от 6 до 12% могут быть "хемогенными".

По мере удаления от центра очага разгрузки в сторону увеличения мощности зоны конденсации пара уменьшается температура поверхности грунта и возрастает значение кондуктивного теплопотока (см. рис. 39). В том же направлении увеличивается выделение "хемогенного" тепла и погружается верхняя граница зоны образования монтмориллонита, что еще раз подчеркивает отмеченную ранее закономерность изменения знака тепловых эффектов минералообразования.

В приведенном анализе нами не учтывались тепловые эффекты девитрификации стекол и выпадения минералов из раствора. Согласно данным, суммированным А.Дж. Эллисом [1965], тепловые эффекты раскристаллизации кремневого стекла в кварц и альбитового стекла в альбит составляют -83 и -46 кал/г соответственно. Нормальная теплота девитрификации и последующего изменения стекловатых игнимбритов и пемз составляет -75 кал/г. Последняя оценка близка к полученным нами величинам теплового эффекта реакций. Следовательно, недоучет возможной реализации этого процесса в рассматриваемом интервале глубин не может привести к ошибке более чем вдвое. Даже в этом случае "хемогенная" составляющая в формировании кондуктивного теплового потока будет не более 20%.

Энергетический эффект процессов выпадения минералов из раствора, вероятно, в какой-то степени может отразиться на тепловой характеристике приповерхностной зоны, если компоненты выпадающих минералов привносятся из глубинных частей гидротермальной системы. Тепловой эффект этого процесса может еще более увеличиться, если осаждение минералов идет в неравновесных условиях с достаточно большой скоростью. К сожалению, в настоящее время неизвестны ни интенсивность выноса компонентов из недр, ни скорость их выпадения из растворов. Очевидно, в масштабе гидротермальной системы этот процесс способствует перераспределению энергии между ее глубинными и поверхностными частями и, вероятно, в целом не ведет к дополнительной генерации тепла. Последнее возможно, если в недрах системы минералы растворяются в равновесных условиях, а выпадают у поверхности — в неравновесных. Поскольку по этим вопросам нет достоверных сведений, мы не можем оценить возможную ошибку. Тем не менее можно думать, что она не столь значительна, чтобы повлиять на фиксируемый у поверхности кондуктивный тепловой поток.

В одной и той же скважине кондуктивный теплопоток не постоянен по глубине. Тем не менее его вариации все же не отражают генерацию "хемогенного" тепла, а связаны главным образом с тепловым эффектом фазовых переходов при вскипании — конденсации восходящих флюидов. Сопоставление температурных кривых и графиков кондуктивного теплопотока по отдельным скважинам (см. рис. 39) показывает, что на уровне вскипания кондуктивный теплопоток уменьшается, а выше, в зоне конденсации пара, увеличивается. Отдельные узкие пики и депрессии на графиках, отражающих тепловой поток, могут быть связаны с погрешностями температурных измерений, резко влияющих на величину градиента. Тем не менее они не заслоняют общих тенденций изменения кондуктивного теплопотока на глубине.

Разница величин кондуктивных теплопотерь в скважинах Р-8 и Р-7 обусловлена, по-видимому, выносами тепла при рассредоточенном парении, практически затухающем на периферии участка. Его тепловой эффект оказывается, таким образом, близким к  $200 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ . Такой же порядок его величин был установлен ранее для этой термоаномалии [Аверьев и др., 1971], а также для фумарольных полей Мутновского вулкана [Поляк, 1966].

В скважине Р-6, находящейся ближе к центру очага разгрузки, чем скважина Р-7, кондуктивный тепловой поток у поверхности значительно больше, чем на забое, и, очевидно, "наведен" восходящей рассредоточенной миграцией пара, конденсирующегося вблизи поверхности: в скважине Р-7 эта разница гораздо меньше.

Таким образом, в пределах изученного интервала глубин суммарный эффект рассмотренных реакций экзотермичен и составляет 6–12% от наблюдавшегося кондуктивного теплопотока. К сожалению, для других гидротермальных систем, изученных на большую глубину, мы не имели столь подробных сведений, как для Узонской термоаномалии, поэтому для оценки суммарного эффекта минералообразования в них пришлось использовать данные с учетом конкретной зональности и интенсивности изменения пород.

Для составления энергетического баланса гидротермальной системы необходимо знать зональность измененных пород до ее корней. С этой целью нами сопоставлены зональности пород в современных системах с измененными породами областей недавней (Срединный Камчатский хребет) и древней активности (некоторые рудные месторождения). Изучение изменений пород в областях разгрузки современных гидротерм позволяет прийти к выводу о большом их сходстве. На рис. 40 видно, что даже различные по химизму породы претерпевают одинаковые минералогические изменения, выражющиеся в смене зоны аргиллизации зоной пропилитизации. Мощность отдельных подзон и порядок их смены на глубину может быть различен. Так, в Вайракее (Новая Зеландия) подзона цеолитизации имеет мощность более 300 м, а на Горячем Пляже она почти не развита, но зато широко развита подзона умеренной аргиллизации. Несомненно, что специфика геологических, гидрохимических и термодинамических условий так или иначе отражается на изменении пород. Однако представляется очевидным, что отмеченная ранее тенденция к смене с глубиной зоны аргиллизации зоной пропилитизации наблюдается повсюду.

Сравнение измененных пород в областях разгрузки современных гидротерм с молодыми и древними гидротермальными рудными месторождениями также указывает на их близкое соответствие, а порой и повторяемость.

В.В.Аверьев [1971] подчеркивал поразительное сходство по длительности современного и древнего гидротермальных процессов. По его мнению, современный гидротермальный район соответствует древнему рудному, гидротермальная система – рудному полю, геотермальное месторождение – рудному.

По представлению А.Дж.Эллиса (1965), корни современных гидротермальных систем находятся в области, где господствуют субкритические, а возможно, и надкритические температуры и давления порядка 1000 атм. Это согласуется с исследованиями геологов-рудников. Так, установленные Б.Стрингхемом [Stringham, 1952] кислотно-щелочные и температурные условия образования минералов группы каолинита, цеолитов и гидрослюд вполне согласуются с современными. Пропилитовые ассоциации минералов у него расположены в субкритической и надкритической областях. По дан-

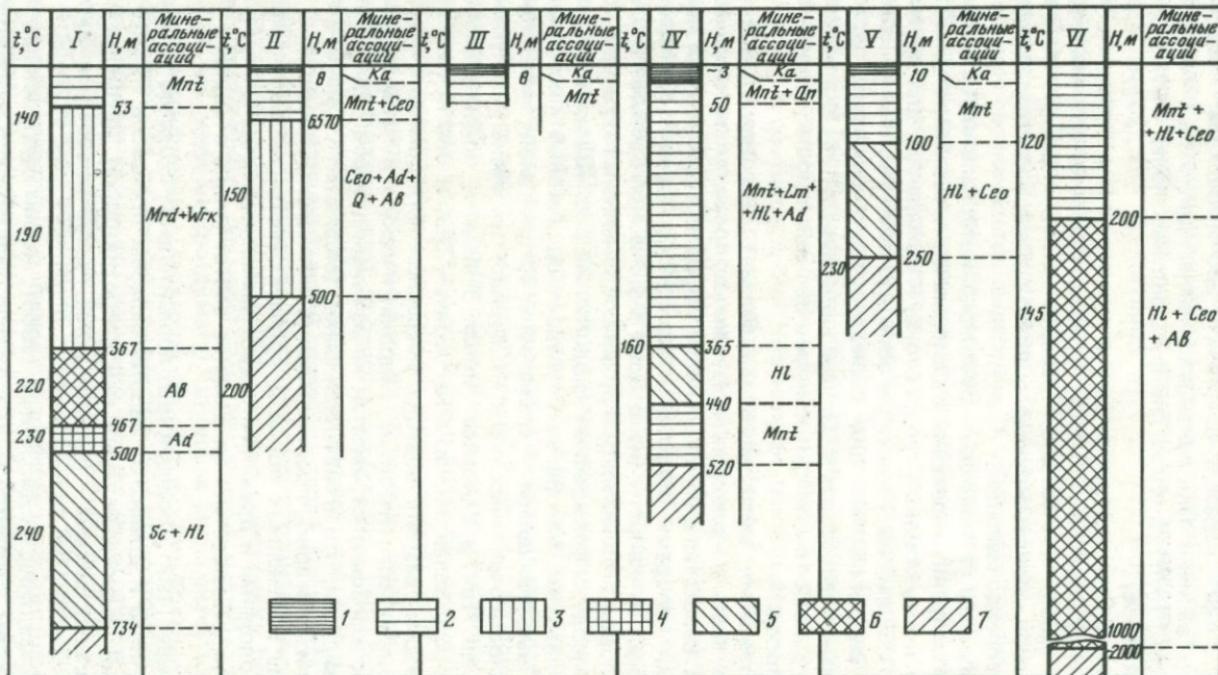


Рис. 40. Зональность гидротермально измененных пород современных геотермальных систем

1 – подзона интенсивной аргиллитизации; 2 – подзона умеренной аргиллитизации; 3 – цеолитовая; 4 – подзона адуляризации; 5 – подзона хлоритизации; 6 – подзона альбитизации; 7 – зона пропилитизации. Гидротермальные системы: I – Вайракей (Новая Зеландия), II – Пауэркетка (СССР), III – Узон (СССР), IV – Горячий Пляж (СССР), V – Хверагерди (Исландия), VI – Рейкьявик (Исландия)

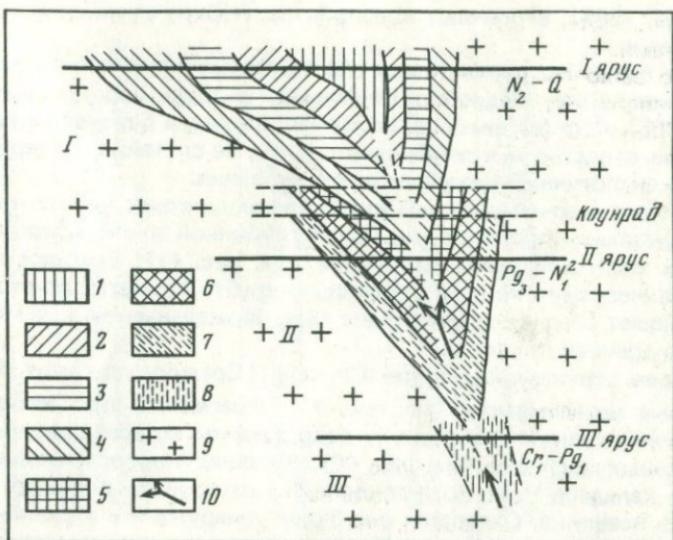


Рис. 41. Обобщенная схема зональности гидротермально измененных пород Срединного хребта Камчатки [Власов, Васильевский, 1964]

1 — серные кварциты и алюниты; 2 — то же с Hg, Sb, As; 3 — каолинитовые кварциты с Hg, Sb, As; 4 — серицитовые кварциты с Au; 5 — серицитолиты и гидрослюдистые породы с Au, As; 6 — хлорито-серицитовые пропилиты с полиметаллами; 7 — эпидот-актинолитовые пропилиты с Mo, Cu; 8 — ортоклазовые метасоматиты с Cu; 9 — неизмененные породы; 10 — направление движения растворов: / — кварциты (низкотемпературные месторождения), // — пропилиты (среднетемпературные месторождения), /// — ортоклазовые метасоматиты (высокотемпературные месторождения)

ным изучения современной вертикальной минералогической зональности, пропилитовая зона — самая нижняя на всех известных месторождениях (см. рис. 40).

Результаты некоторых работ [Власов, Васильевский, 1959; Власов, 1965а; Васильевский, Ротман, 1965; Васильевский, 1968] позволяют составить картину изменения пород Срединного Камчатского хребта (область недавней гидротермальной деятельности). В верхнем ярусе ( $N_2-Q$ ) широко развита формация серных кварцит-пропилитов (рис. 41). Зональность этой формации вполне сопоставима с описанной С.И.Набоко [1963] для вулкана Эбеко (Серное кольцо) и с зональностью алюнитовых месторождений района Угусу в Японии [Ивао, 1965], низкотемпературных месторождений золота и серебра.

Зональность измененных пород юга Срединного хребта Камчатки, описанная М.М.Васильевским [1968], во многих чертах сходна с зональностью пород в областях разгрузки современных гидротерм. Кварциты сменяются на глубину алюнитами, каолинитами, серицитолитами и пропилитами. Такой порядок смены подзон (до серицитовой) описан ранее для Центральной термоаномалии кальдеры Узон и Северо-Восточного сольфатарного поля вулкана Менделеева.

Так, сходная зональность описана Р.Д.Харвеем и К.И.Виталиано [Hurvey, Vitaliano, 1964] для округа Гольфильд (штат Невада), где в направлении от рудных тел наблюдаются смены зон с алюнитом, кварцем, каолинитом, монтмориллонитом, минералами пропилитовой ассоциации. На золото-серебряном месторождении Касуга (Япония), в префектуре Кагосима

[Tokunaga, 1955], вторичные кварциты на глубину сменяются алюнитами и пропилитами.

Можно было бы привести еще ряд примеров о месторождениях во вторичных кварцитах, подробно описанных в ряде работ Н.И.Наковника [1964, 1965] и других авторов, но, на наш взгляд, и без этого видно, что наблюдалось сходство в измененных породах не случайно, и, вероятно, указывает на аналогичный механизм их образования.

Гидротермально-измененные породы второго структурного яруса ( $Pg_3 - N_1^2$ ) представлены пропилитами, самой глубинной зоной, вскрытой на современных месторождениях гидротерм (см. рис. 41). Большое сходство с метасоматической колонкой Срединного хребта Камчатки во втором ярусе обнаруживаются среднетемпературные гидротермальные рудные месторождения более древнего возраста.

В третьем структурном ярусе ( $Cr_1 - Pg_1$ ) Срединного хребта развиты ортоклазовые метасоматиты (см. рис. 41). Фрагменты этой ассоциации как указание на высокую температуру недр развиты во всех современных гидротермальных системах (см. рис. 40). Кварц-адуляровая ассоциация обнаружена в кальдере Узон, хотя глубина, на которой проводились исследования, здесь невелика. Очевидно, она будет обнаружена и в Долине Гейзеров (Камчатка), поскольку это не случайное явление, а закономерность.

Проведенное сопоставление колонок измененных пород современных, молодых и древних гидротермальных систем выявляет их значительное сходство. Следовательно, закономерности, выявленные на молодых и древних месторождениях, применимы и к современным. Эти закономерности следующие [Власов, Васильевский, 1964]:

1) компоненты перемещаются из центральных и глубинных зон в боковые, а также одновременно обогащаются периферические зоны рудными компонентами;

2) наблюдается выклинивание на глубину верхних зон и увеличение мощности зоны пропилитизации;

3) отмечается тенденция качественного и количественного изменения рудных веществ с глубиной.

Указанные закономерности частично уже подтверждены исследованиями на современных месторождениях [Дуничев, 1971; Набоко, Главатских, 1971], но изучение их связано с большими трудностями, обусловленными недостаточной эродированностью территории. Тем не менее видно, что измененные породы области разгрузки современных гидротермальных систем в сопоставлении с измененными породами молодых и древних месторождений представляют собой результат развития процессов от близповерхностных до гипабиссальных условий. Как отмечает В.А.Жариков [1959], формация вторичных кварцитов отвечает субвулканическим условиям, а пропилитов — гипабиссальным.

Здесь необходимо отметить, что горизонтальная зональность, характерная для молодых и древних месторождений, в областях разгрузки современных гидротерм проявлена очень слабо. Вероятно, это следует объяснить молодостью, слабой эродированностью и незаконченностью гидротермального процесса. Требует объяснения и порядок смены зон — на периферии выходит пропилитовая зона — самая глубинная и, вероятно, самая высокотемпературная. Такую зональность можно объяснить последовательным наложением на высокотемпературную зону все более низкотемпературных. Этот механизм логичен и может быть связан с постепенным затуханием гидротермального процесса. Г.М.Власов [1971] объясняет образование такой зональности уменьшением глубины магматического очага и как следствие этого — появлением над пропилитами вторичных кварцитов.

Таблица 6  
Структура теплового баланса гидротермальной системы

Глубинность	Минералогическая		Фазовое состояние растворов	Пути трансформации и расхода энергии
	зона	подзона <sup>1</sup>		
Приповерхностные	Окварцевание	—	Преимущественно конденсация пара*	Рассредоточенное парение, вынос тепла водой, кондуктивный тепловой поток, прогрев пород и погружающихся вод, тепло конденсации пара и экзотермических реакций
	Алунитизация			
	Аргиллизация	Каолинитовая		
		Монтмориллонитовая		
Субвулканические и гипабиссальные	Пропилитизация	Серицитовая	Преимущественно кипение	Вскипание и дегазация раствора, прогрев пород, экзотермические реакции
		Хлоритовая		
		Цеолитовая		
		Цеолит-альбит-эпидот-карбонатная		Прогрев пород, смешение теплоносителя с водами глубокой циркуляции, эндотермические химические реакции
		Корни гидротермальной системы /более 5 км/	Перегретый жидкокаподобный флюид	
		Эпидот-альбитовая? Актинолит-эпидотовая?		Превращение глубинного вещества /?/, генерация теплоносителя /?/, эндотермические реакции

<sup>1</sup> В названии подзоны указываются лишь ведущие минералы.

Таблица 7

Энергетический эффект, полученный при гидротермальном преобразовании пород

Минералогическая зона (подзона)	Мощность, см	Принятая величина теплового потока, ккал/г	Интенсивность гидротермального изменения, %	Суммарный удельный тепловой эффект, мккал / (см <sup>2</sup> · с)
Паужетская (Камчатка, СССР) *, возраст 10000 лет				
Каолинитовая	800	— 88,3	70	— 0,61
Хлоритовая	4000	2,0	30	0,020
Цеолитовая	4000	380,5	30	3,91
Кварц-адуляровая	3700	— 95,5	50	1,60
Цеолит-альбитовая	16000	310,0	20	8,55
Серицитовая	4500	— 47,0	50	0,32
Цеолит-альбитовая	2000	310,0	20	1,07
Пропилитовая	165000	148,2	10	21,13
Суммарный поток				34,74
Вайракей (Новая Зеландия) **, возраст 10000 лет				
Монтмориллонитовая	5300	502,5	50	11,50
Цеолитовая	31400	380,0	20	5,96
Кварц-альбитовая	10000	100,0	30	— 2,41
Кварц-адуляровая	3300	100,0	30	— 0,25
Серицит-хлоритовая	23400	— 46,5	40	— 1,37
Пропилитовая	426600	148,2	10	56,02
Суммарный поток	—	—		69,15
Вулкан Менделеева (остров Кунашир, СССР) **, возраст 4000 лет				
Каолинитовая	500	— 88,3	70	— 0,62
Монтмориллонитовая	100	438,0	50	0,43
Монтмориллонит-цеолитовая	10500	502,5	40	40,00
Монтмориллонит-хлоритовая	24500	151,0	40	11,80
Хлоритовая	5000	2,0	30	0,06
Монтмориллонитовая	8000	502,5	20	16,00
Пропилитовая	251400	148,2	10	68,11
Суммарный поток				135,78
Большебанная**, возраст 150000 лет				
Пропилитовая	100000	148,2	30	25,35
Пропилитовая	450000	148,2	10	38,23
Суммарный поток				63,48
Большебанная**, возраст 350000 лет				
Пропилитовая	100000	148,2	30	10,95
Пропилитовая	450000	148,2	10	16,44
Суммарный поток				27,39
Паратунская**, возраст 250000 лет				
Пропилитовая	150000	148,2	30	22,64
Пропилитовая	600000	148,2	10	30,72
Суммарный поток				53,36

\* Плотность пород 2,7 г/см<sup>3</sup>.\*\* Плотность пород 2,5 г/см<sup>3</sup>.

Тепловой эффект принимается по ведущему минералу, а в случае значительного развития минералов ассоциации вычисляется по их процентному соотношению.

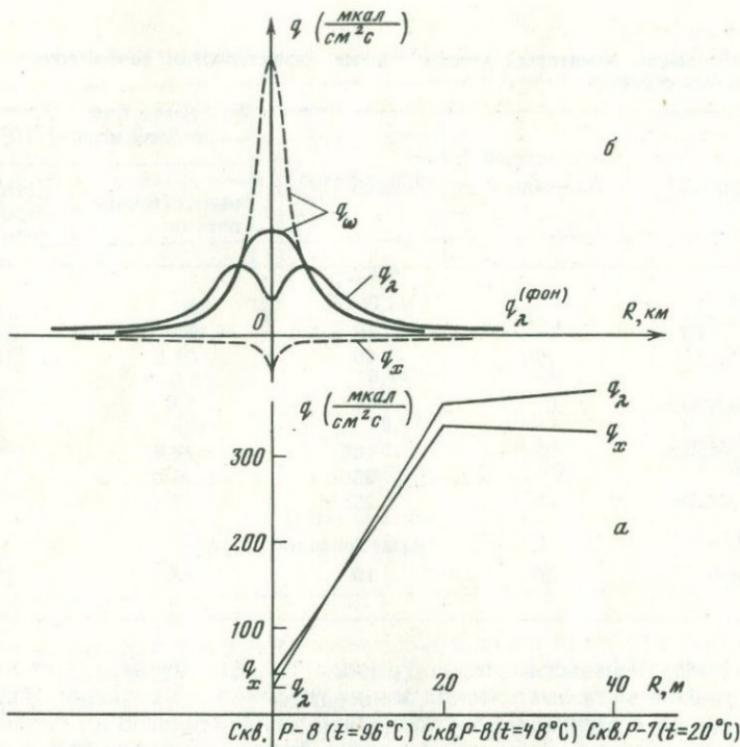


Рис. 42. Распределение составляющих теплового потока в современных гидротермальных системах

*a* — фактически полученное для участка Узонской термоаномалии; *б* — гипотетическое для гидротермальной системы в целом;  $q_\lambda$  — кондуктивный поток;  $q_\omega$  — конвективный поток;  $q_x$  — тепло химических взаимодействий;  $t = 96^\circ\text{C}$  (скв. Р-8);  $t = 45^\circ\text{C}$  (скв. Р-6);  $t = 20^\circ\text{C}$  (скв. Р-7)

Не вдаваясь в подробности проблемы происхождения гидротерм, отметим, что указанные закономерности смены метасоматических зон на глубину и к периферии должны наблюдаться и в современных гидротермальных системах. Площадное развитие зон, возможно, связано также с влиянием инфильтрационных вод атмосферного происхождения.

На основании описанных фактов можно создать идеализированную колонку измененных пород, в которой верхнее положение занимают приповерхностные зоны окварцевания, алюнитизации и аргиллизации, а нижнее — зона пропилитизации, характеризующая субвулканические и, возможно, гипабиссальные условия, где расположены корни современных гидротермальных систем (табл. 6). Такая колонка может быть использована для расчета теплового баланса гидротермальных систем. В табл. 7 указаны пути трансформации энергии, учет которых составляет структуру энергетического баланса гидротермальной системы. Расчет заключается в последовательном суммировании энергетического эффекта отдельных процессов, характеризующих ту или иную зону. В результате получается величина теплового потока, подводимая к корням гидротермальной системы.

В настоящее время невозможно точно составить энергетический баланс системы, поскольку многие статьи трансформации глубинной энергии, указанные в табл. 7, изучены недостаточно полно.

Таблица 8

Соотношение некоторых энергетических характеристик современных гидротермальных систем

Система	Площадь, км <sup>2</sup>	Возраст 10 <sup>3</sup> лет	Тепловой эффект, 10 <sup>3</sup> ккал/с		Мощность, км	Интенсивность теплового питания корней систем, 10 <sup>-6</sup> кал/см <sup>2</sup>
			кондуктивного потока	разгрузка парогидротерм		
СССР						
Паужетская	15	10	5,9	25,0		
Узон-Гейзерная	120	10	31,5	134,0		
Вулкан Менделеева	6	4	1,8	15,5		
Большебанная	45,8	150	28,8	17,5		
	"	350	28,8	17,5		
Паратунская	86	250	17	56,5		
Новая Зеландия						
Вайракей	20	10	2,8	69,7		

Так, нам неизвестны точно границы гидротермальных систем и распространение метасоматических зон на глубину и по площади. Недостаточны сведения о распределении по глубине кондуктивного и конвективного тепловых потоков. На рис. 42 показаны фактические сведения о распределении кондуктивного и "хемогенного" потоков от центра к периферии Центральной термоаномалии кальдеры Узона. По аналогии с этими данными построены предполагаемые кривые распределения кондуктивного и конвективного потоков в пределах гидротермальных систем (см. рис. 42). Граница системы, вероятно, должна проводиться по фоновому кондуктивному потоку в том месте, где конвективный поток равен нулю.

Обращает на себя внимание сходство форм кривых распределения кондуктивного теплового потока в гидротермальных системах и на срединных океанических хребтах — минимум кондуктивного потока наблюдается в осевой части хребта [Смирнов, 1968, 1973] и в центре гидротермальной системы (см. рис. 42). Второй минимум кондуктивного потока, по данным Я.Б.Смирнова [1972], наблюдается на срединных океанических хребтах на расстоянии 100—300 км от их оси. Для современных гидротермальных систем мы не можем точно указать такую точку, но можно полагать, что она соответствует зоне разломов, ограничивающих систему.

Для гидротермальных систем, локализованных в кольцевых структурах, судя по площадям наблюдавших аномалий [Зубин и др., 1971], это расстояние, по нашим расчетам, равно 10—30 км. Так, для Узон-Гейзерной аномалии, наблюдающейся на площади 45 × 50 км<sup>2</sup>, это расстояние должно быть около 27 км. Однако в настоящее время площади гидротермальных систем определяют по структурным и геологическим данным, что нередко создает неоднозначность в проведении границ. Мы этот вопрос специально не изучали, а площади рассмотренных систем приняты по литературным данным.

Расчет глубинных температур показал, что в недрах современных гидротермальных систем на уровне их теплового питания господствуют температуры порядка 200°С и более. Для большей надежности нами оценены энергетические эффекты ранее рассмотренных реакций для повышенных пара-

Тепловой эффект, 10 <sup>3</sup> ккал/с			Мощность, км	Интенсивность теплового питания корней систем, 10 <sup>-6</sup> кал/см <sup>2</sup>
скрытой раз- грузки	распределен- ного парения	изменения по- род		
СССР				
8,0 33,5	13,8 108,0	5,21 51,0	2,0 5,0	384,000 298,00
3,1	0,6	8,14	3,0	485,60
6,0 6,0 14,1	4,58 4,58 8,60	29,22 12,54 45,90	5,5 5,5 7,5	187,77 151,57 147,00
Новая Зеландия				
3,0	27,0	13,89	5,0	581,95

метров температур и давлений. Расчет производился по методу, рекомендованному Г.Б.Наумовым и др. [1971]. Для энталпии ( $\Delta H$ ) зависимость от температуры определяется уравнением

$$\Delta H_T = \Delta a T + 1/2 \Delta \varepsilon T^2 - \Delta c T^{-1} + x,$$

где  $\Delta a$ ,  $\Delta \varepsilon$ ,  $\Delta c$  — коэффициенты в уравнении теплоемкости ( $\Delta C_p = \Delta a + \Delta \varepsilon T + \Delta c T^{-2}$ ), берутся из справочника:  $x = H_{298,15} - \Delta a (298,15) - 1/2 \Delta \varepsilon (298,15)^2 + \Delta c (298,15)^{-1}$ ;  $T$  — абсолютная температура.

Зависимость величины энергии Гиббса ( $\Delta G$ ) от температуры выразится уравнением

$$\Delta G_T = x + (\Delta a - y)T - \Delta a \ln T - 1/2 \Delta \varepsilon T^{-2} - 1/2 \Delta c T^{-1},$$

где  $y = \Delta S_{298,15} - \Delta a \ln 298,15 + \Delta \varepsilon (298,15) + 1/2 \Delta c (298,15)^{-2}$ ,  $\Delta S_{298,15}$  — изменение энтропии при стандартных условиях. Изменение энер-

гии Гиббса от давления при данной температуре:  $\Delta G_T^p = \Delta G_T + \int \Delta V dP$ , где  $\Delta V$  — изменение объема в ходе реакции. Изменение давления во всех случаях взято равным 200 атм, что примерно соответствует давлению насыщенного пара в близкрайтической области. Мы полагали, что в гидротермальной области флюид ближе по своим свойствам к жидкости, чем к газу.

Для каолинитовой и монтмориллонитовой подзон изменение теплового эффекта незначительно, поэтому мы их оставили, как и в прежних расчетах. Однако для других подзон в приведенные ранее данные мы внесли соответствующие корректизы и дальнейшие расчеты проведены вновь. Глубину корней гидротермальных систем мы принимали согласно приведенным ранее оценкам и оставили прежней лишь для Вайракея и вулкана Менделеева из-за отсутствия необходимых данных. Вероятно, последнее не внесет существенной ошибки в конечные расчеты, поскольку принятая глубина укладывается в определенный нами интервал (2—8 км).

При оценке теплового эффекта гидротермального изменения пород за

основу принятая модель, приведенная в табл. 6, причем до пропилитовой зоны расчет производился с учетом реальной зональности. Применялась следующая формула:

$$q_x = \Delta H \cdot d \cdot h \cdot n / t, \text{ кал} / (\text{см}^2 \cdot \text{с}),$$

где  $q_x$  — "хемогенная" энергия;  $\Delta H$  — тепловой эффект реакции;  $d$  — объемный вес;  $h$  — мощность зоны (подзоны);  $n$  — интенсивность развития гидротермальных минералов;  $t$  — время развития гидротермального процесса. Расчеты произведены для гидротермальных систем Вайракея (Новая Зеландия), Паужетки и вулкана Менделеева (СССР) и др. (см. табл. 7). Поскольку для Узон-Гейзерной системы нет достаточных данных для подобных расчетов, то предполагалось, что тепловой эффект минералообразования в ней аналогичен Паужетской и Вайракейской. Основанием для такого предположения послужил: 1) их одинаковый возраст; 2) независимый расчет для Паужетской гидротермальной системы и системы Вайракея показали близкие величины интенсивности поглощения глубинного тепла за счет процессов минералообразования (44,76 и 48,76 мккал / (см<sup>2</sup> · с) соответственно). Принимая это во внимание, для Узон-Гейзерной гидротермальной системы берем среднюю величину, равную 46,76 мккал / (см<sup>2</sup> · с).

Анализируя данные табл. 8, приходим к выводу, что интенсивность поглощения тепла за счет гидротермального изменения пород в системе вулкана Менделеева, возраст которой в 2,5 раза меньший, чем в трех остальных, примерно в 2–3 раза больше. Такая корреляция еще раз подтверждает правомочность нашего предположения о том, что одновозрастные системы должны характеризоваться примерно одинаковой интенсивностью поглощения тепла.

#### ОЦЕНКА РОЛИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД В ТЕПЛОВОМ БАЛАНСЕ СОВРЕМЕННЫХ СИСТЕМ

Приведенные данные об энергетических характеристиках рассмотренных гидротермальных систем позволяют вплотную подойти к их тепловому балансу. Вынос тепла при скрытой разгрузке в ближайшие реки и озера принимался в среднем 20–25% от выноса его на поверхность гидротермами и паром. Примерно такое соотношение определено В.М.Сугробовым для Паужетского поля.

Теплопотери при рассредоточенном парении рассчитаны исходя из минимальной величины, определенной для Узон-Гейзерной системы и вулкана Менделеева (100 мккал/см<sup>2</sup> · с), и предположения, что парящие площадки занимают не более 10% общей площади системы.

Рассматривая структуру теплового баланса гидротермальных систем (табл. 8), мы видим, что интенсивность питания их корней различна даже для одновозрастных систем. Однако следует иметь в виду, что возраст современных гидротермальных систем в большинстве случаев определен косвенными методами и, как мы показали ранее, разные авторы приводят разные оценки. К этому добавим, что, например, возраст Паратунской системы оценивается в 1 млн. лет [Трухин, Петрова, 1976]. Таким образом, в отношении возраста следует быть весьма осторожными, так же как и в отношении площадей распространения систем.

Расхождение в оценке интенсивности теплового питания таких весьма сходных гидротермальных систем, как Паужетская на Камчатке и Вайракей в Новой Зеландии, мы склонны объяснить именно этими причинами. Однако, имея набор разновозрастных систем, интересно было бы связать их

энергетические характеристики с возрастом. Это возможно лишь при условии одинаковой интенсивности их теплового питания и прямолинейного закона изменения ее в некотором интервале времени. Нанеся точки на график в координатах "интенсивность теплового питания корней системы — возраст системы" и предположив прямолинейность изменения первого на относительно коротком отрезке времени в 4 тыс. лет (вулкан Менделеева), мы получим начальную величину интенсивности теплового питания (мощность потока в корнях системы), равную 600 мккал/(см<sup>2</sup> · с). Методом подбора для гидротермальных систем в возрасте 0—200 тыс. лет мы получим эмпирическую формулу зависимости мощности потока ( $W$ ), подводимого к корням системы, от возраста ( $t$ ):

$$W = 600 - \frac{0,025}{\frac{t - 4000}{10}} \cdot t \text{ (мккал/(см}^2 \cdot \text{с}), \text{ где } t \text{ — годы.}$$

По этой формуле мы получим интенсивность теплового питания для системы вулкана Менделеева, равную 500,0, для Вайракея — 537,5, для Большебанной — 184,3 мккал/(см<sup>2</sup> · с), что весьма близко к приведенным нами в табл. 7 оценкам. Однако эти оценки не коррелируются для Паужетской и Узон-Гейзерной систем. Приняв во внимание, что параметры Узон-Гейзерной системы во многом взяты из соотношения их для Паужетской системы, видимо, ошибку следует искать в последней. Вполне вероятна недооценка мощности рассредоточенного парения и скрытой разгрузки на принятой площади или принятая нами глубина корней гидротермальной системы все же больше, что по многим соображениям менее вероятно. Мы склонны считать, что недооценка мощности скрытой разгрузки, вероятно, должна быть порядка 18 тыс. ккал/с в пределах принятой площади. К этому следует добавить, что выведенная формула апробирована лишь на малом числе геотермальных месторождений. Кроме того, возникают сомнения относительно одинаковой величины начальной мощности теплового питания для всей системы, хотя она близка к приводимой Г.Н.Ковалевым для вулканов. Как следует из нашей схемы гидротермального процесса, причина возникновения самих систем может быть обусловлена различными факторами, в том числе и их сочетанием, что более вероятно.

Из анализа табл. 8 в первом приближении можно считать, что средняя мощность теплового питания корней гидротермальных систем различного возраста на современном этапе их развития может быть принята равной 300—320 мккал/(см<sup>2</sup> · с). Данная нами ранее оценка [Ильин, 1977] отличается на 30%, что, на наш взгляд, вполне приемлемо, учитывая отсутствие объективных сведений о термодинамике корней систем. В зависимости от возраста соотношение между различными статьями трансформации подводимой к корням системы энергии может быть различным. Кажется логичным, что с возрастом уменьшается вынос тепла конвективным путем, поскольку происходит поглощение его в недрах системы по мере увеличения интенсивности изменения вмещающих пород. Такое поглощение может составлять величину порядка 10% и более от современной мощности теплового питания. Примерно такой же величиной характеризуются и кондуктивные теплопотери. Остальная часть тепла теряется системой конвективным путем и при фазовых переходах растворов.

Критический анализ имеющихся в литературе и полученных нами аналитических данных позволяет создать лишь логическую схему развития гидротермальной системы во времени. Так, кажется очевидным и подтверждается натурными наблюдениями уменьшение величины общего выноса теп-

ловой энергии конвективным путем по мере старения системы, при этом, видимо, большая часть ее трансформируется в химическую при минералообразовании. Однако первое может быть в прямой зависимости от уменьшения во времени мощности источника тепла, например объема магматического очага или интенсивности поступления глубинного теплоносителя (в частности, обезвоживания подстилающих пород). Второе происходит неизбежно, в силу действия законов термодинамики и стремления системы к равновесию. Естественно полагать, что будут развиваться реакции с поглощением тепла. Нередко вызывает недоумение развитие с поверхности современных гидротермальных систем подзоны интенсивной аргиллитизации (каолинитации), которое сопровождается выделением тепла. Таким образом, породы системы расположены как бы между двумя источниками тепла, что само по себе предполагает развитие здесь эндотермических реакций. Отсюда очевидно, что развитие мощной зоны каолинитации свидетельствует о зрелости гидротермальной системы и установившемся режиме избыточного водного питания. Здесь можно провести аналогию с корой выветривания, где каолиниты образуются вблизи постоянного водоносного горизонта, который обеспечивает избыток воды и вынос растворенных компонентов. Следовательно, развитие мощной подзоны интенсивной аргиллитизации есть своего рода экран на пути выноса тепла и вещества и признак замыкания системы на внутреннее их перераспределение. В этом случае будут развиваться эндотермические реакции, увеличивается скрытая разгрузка или то и другое вместе. Количественные соотношения между ними при этом могут быть различными. По данным табл. 8, мы видим, что в Узон-Гейзерной и Паужетской системах скрытая разгрузка и эндотермические реакции в энергетическом выражении примерно одинаковы. В Вайракее (примерно того же возраста) эндотермические реакции превалируют по сравнению с эффектом скрытой разгрузки почти в 5 раз. Однако во всех случаях конвективный вынос энергии из внутренних частей гидротермальных систем — ведущий механизм ее перераспределения, и это должно учитываться как при энергетических, так и геохимических построениях.

Возможен ли пересмотр сделанной оценки? Мы уже рассматривали в этой главе возможность возникновения ошибки вследствие неучета теплового эффекта девитрификации стекол и кристаллизации минералов из раствора. Следует добавить, что последний процесс в энергетическом выражении учесть невозможно, поскольку мы не знаем начального состояния.

Возможность пересмотра сделанной оценки мы видим в том, что расчеты велись исходя из предположения об одностороннем образовании рассмотренной зональности гидротермально измененных пород. Но такое предположение вынужденное, поскольку мы не знаем абсолютного возраста каждой минеральной ассоциации, да и возраст самих гидротермальных систем и их площади оценены геологическими методами, которые, как известно, приблизительны. Тем не менее представляется, что допускаемая нами здесь ошибка не изменит порядка произведенных нами оценок. Хотя наши сведения о корнях современных гидротермальных систем весьма ограничены, результаты проделанной работы позволяют составить определенные представления об интенсивности их теплового питания, глубине заложения и путях трансформации энергии. При интенсивности теплового питания, в среднем равной  $319 \text{ мккал} / (\text{см}^2 \cdot \text{с})$ , (147–582) около 15% (2,4–33) его выносится на поверхность кондуктивным путем, 20% (9–36) поглощается в недрах гидротермальных систем в процессе преобразования пород, а остальные 65% выносится конвективно. При этом при разгрузке парогидротерм выносится около 40% (20–60) тепла; 10% (2,6–14) — скрытым путем и 15% (2–24) — при рассредоточенном парении.

Таким образом, конвективный вынос тепла — доминирующий фактор тепловой разрядки современных гидротермальных систем. Этот вывод, вероятно, справедлив и для древних систем, с которыми связаны промышленные месторождения полезных ископаемых.

## ГЛАВА ШЕСТАЯ

### СТРУКТУРА ЭНЕРГЕТИКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И МЕСТО В НЕЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Проблема энергетики геологических процессов не новая, однако до настоящего времени она не была рассмотрена во всей широте, хотя необходимость такого подхода к ее решению очевидна. Здесь, по-видимому, не столь важны количественные оценки отдельных процессов, которые, конечно, будут меняться и уточняться по мере накопления знаний.

Представляется, что на данном этапе более важно составление схемы их взаимоотношений, структуры энергетического баланса. При этом на первое место выдвигается проблема источников энергии, которые удобно разделить на экзогенные и эндогенные. К экзогенным источникам относятся космические, и в первую очередь энергия солнечного излучения. Другие из известных внешних источников по сравнению с ней пренебрежимо малы и могут не учитываться. К эндогенным источникам, видимо, следует относить энергию необратимых процессов, и в первую очередь энергию гравитационной дифференциации и радиоактивного распада тяжелых элементов. Согласно представлениям Н.И.Хитарова и О.Л.Кускова [1978], источником энергии может быть процесс перестройки окислов железа в глубоких частях Земли (на границе ядра). Однако в настоящее время такой механизм производства энергии можно рассматривать лишь как гипотезу, хотя по мощности он, согласно расчетам указанных авторов, не уступает радиоактивности.

Таким образом, на современном этапе развития Земли при составлении энергетического баланса геологических процессов первичными источниками следует считать энергию солнечной радиации и внутреннее тепло Земли, обусловленное гравитационной дифференциацией и радиоактивным распадом. Эти потоки энергии направлены навстречу друг другу, причем первый примерно на три порядка больше второго. Другая особенность взаимодействия потоков заключается в том, что тепло солнечной радиации после трансформации в ходе ряда геологических процессов возвращается в космос, а внутреннее тепло теряется для Земли необратимо. Казалось бы, из приведенного тезиса должен следовать вывод о прогрессивном остывании Земли в ходе ее развития. Однако у нас нет неопровергимых доказательств, однозначно свидетельствующих об остывании или разогревании (сжатии или расширении) Земли. А раз так, то, следовательно, должна существовать проблема соотношения экзогенных и эндогенных источников энергии. Если предположить, что Земля не разогревается и не остывает, то в ходе геологических процессов аккумулируется количество тепла, эквивалентное эндогенным теплопотерям Земли, или же скорость производства эндогенной энергии обеспечивает наблюдаемые теплопотери. Однако и в том и в другом случае остается вопрос, какой из источников служит причиной геологических процессов, а какой — следствием? Это неизбежная проблема, которая всегда встает перед исследователем при изучении любо-

го процесса, и решение ее в приложении к геологическим процессам далеко не легкая задача.

Отдавая себе отчет во всей сложности поставленной задачи, мы предлагаем компромиссное (и, как нам кажется, единственно правильное) решение, а именно считать, что для ряда процессов источником энергии является солнечная радиация, для других же – внутренняя энергия. Источником энергии геологических процессов обычно считают внутреннее тепло Земли. Этот недостаток присущ современному подходу, в том числе и рассмотренной в первой главе схеме энергетического баланса [Поляк и др., 1972]. И конечно же, это не вина авторов, их схема рассматривается нами как прогрессивный шаг, при этом она первая и в ней охвачена энергетика наиболее важных и изученных процессов. Совершенно справедливо все процессы разделены на продуцирующие энергию (источники) и трансформирующие ее. Однако в этой работе среди источников нет экзогенной энергии, а следовательно, снята проблема взаимоотношения экзогенных и эндогенных факторов. Поэтому гипергенез в этой схеме обусловлен внутренним теплом Земли, вообще выпадают из поля зрения столь мощные механизмы трансформации и аккумуляции энергии солнечной радиации, как фотосинтез, дезинтеграция пород и минералов, круговороты воды, обусловленные ее фазовыми переходами [Тимофеев и др., 1981].

В.И.Вернадский [1980] указывал, что биохимическая энергия должна учитываться, но это не какая-то особая форма энергии, ее источником служит солнечная радиация, радиоактивный распад и гравитационная энергия, "которые дают начало и определяют миграции всех земных атомов (с. 50) ... основное своеобразное свойство биогеохимической энергии резко и ярко проявляется в росте свободной энергии биосферы с ходом геологического времени" (с. 68). Не учитывать такой важный факт, как жизненные функции биосферы, в настоящее время уже невозможно. Больше того, начинает выясняться, что "живое вещество способно при давлении и температуре биосферы иметь в своем теле химически другое термодинамическое пространство, аналогичное тому, которое вне живого вещества наблюдается в метаморфической оболочке при высоких температуре и давлении" (с. 106). Иными словами, состояние химических элементов и воды в живом веществе может служить моделью состояний его при процессах, недоступных непосредственному наблюдению. Очевидно, биохимические процессы должны входить как неотъемлемая часть в структуру энергетического баланса.

Предлагаемая нами схема структуры энергетического взаимодействия геологических процессов охватывает лишь малую их часть, но тем не менее она, на наш взгляд, отражает сущность проблемы – взаимоотношение между экзогенными и эндогенными источниками энергии. Разработка этой схемы в плане энергетики осадочного процесса начата в нашем институте [Тимофеев и др., 1981]. Как видно на рис. 43, гидротермальный процесс развивается под воздействием как экзогенных, так и эндогенных источников энергии. Под экзогенной энергией мы имеем в виду воды, проникающие в недра гидротермальной системы, и их первоначальную минеральную нагрузку в нисходящей ветви в результате круговорота. Эндогенным является тепло, нагревающее воды глубинной циркуляции, а также минеральная нагрузка в восходящей ветви. При этом мы не можем полностью отрицать, что часть вод и растворенных в них компонентов ювенильные или мобилизованные под действием внутреннего тепла и высоких давлений, существующих на уровне корней гидротермальных систем и (или) в подкоровых глубинах. Обобщение имеющихся в настоящее время сведений по этому вопросу не дает нам оснований указать на какой-либо один источник энергии,

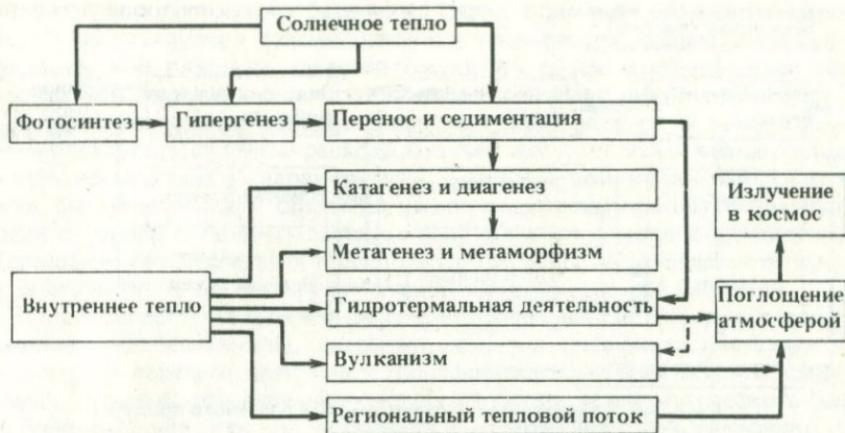


Рис. 43. Схема энергетического взаимодействия некоторых геологических процессов

ответственный за генезис гидротермальных систем. Приуроченность их к областям современного вулканизма и тектонической активизации как будто свидетельствует в пользу эндогенного происхождения, хотя бы в отношении тепла. Однако этот вывод нельзя без оговорки переносить на все гидротермальные системы, больше того, решение этого вопроса ставит другие вопросы — каково происхождение тепла? Являются ли источником тепла магматический очаг или подкоровые процессы? Какие процессы приводят к образованию магм? Ответ на эти и другие аналогичные им вопросы требует уже количественного подхода к предложенной нами качественной схеме энергетического баланса некоторых геологических процессов. При этом количественные оценки с течением времени будут меняться, а качественная структура вряд ли может измениться в своей основе, если первоначально проблема была поставлена правильно, т.е. достаточно широко охватывает уже известные процессы и источники энергии. Конечно же, мы не имеем гарантии, что на определенном этапе не будут открыты новый источник энергии и новые процессы, как это было в свое время с радиоактивностью. Но и в этом случае источник должен быть отнесен либо к эндогенным, либо к экзогенным, а новые процессы лишь расширят структуру и, возможно, изменят количественные соотношения внутри нее.

Наша попытка свести все известные процессы в единую схему привела к тому, что схема становится громоздкой и трудночитаемой. Поэтому мы пошли по другому пути — составления энергетических схем для отдельных крупных этапов преобразования вещества, например для гипергенеза, переноса и седиментогенеза [Тимофеев и др., 1981]. В составленной нами схеме гидротермального процесса (рис. 44) охвачены все известные на сегодняшний день механизмы формирования системы, однако для конкретной системы роль этих механизмов будет различна и, возможно, ряд косвенных признаков позволит отбросить некоторые из них. Невозможность составления единой схемы еще не означает, что не нужна сама схема. Предложенная нами методика исследования энергетического баланса современных гидротермальных систем позволяет сделать оценку таких процессов, которые мы не можем измерить непосредственно, например затраты на магмообразование и мобилизацию вод. Однако мы всегда имеем возможность изучить состав атмосферных осадков, их количество, вынос тепла и



Рис. 44. Энергетическая схема гидротермального процесса

вещества разгружающимися водами и гидротермальные изменения вмещающих пород.

Тогда по методу гидрохимических геотермометров и диаграммам смещения мы можем оценить глубину формирования и температуру водоносного горизонта, а также составить представление о динамике формирования самой системы и доле в ней глубинного флюида. В этом случае нам не важно (все механизмы отбрасываются, схема упрощается), какого генезиса флюид (магматического, ювенильного или метаморфического), а если есть определенные указания на тот или иной механизм его формирования, то можно составить конкретную схему формирования данной гидротермальной системы и оценить роль каждого механизма. Например, обратимся к табл. 8 и перенесем данные для Вайракея на рис. 44, при этом нас не интересует генезис, т.е. левую часть рисунка не затрагиваем. Тогда имеем, что корням системы подводится энергия  $116,4 \cdot 10^3$  ккал/с. При гидротермальном изменении пород поглощается энергия  $14,69 \cdot 10^3$  ккал/с, а в поверхностной зоне при кристаллизации выделяется  $0,79 \cdot 10^3$  ккал/с.

Таким образом, в результате гидротермального процесса в системе поглощается энергия  $13,9 \cdot 10^3$  ккал/с, остальная часть подведенного тепла ( $102,5 \cdot 10^3$  ккал/с) выносится на поверхность кондуктивным путем. Если наши сведения о системе достаточно полные, то мы можем развить и генетическую часть схемы. К примеру, по изотопам гелия мы установили присутствие 25% ювенильной составляющей в растворе, то очевидно, что интенсивность поступления ее при теплосодержании 680 ккал/кг должна быть около  $2 \text{ кг}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ . Задача может быть усложнена, если предположить, что другая часть тепла привносится дериватами магматического очага или мобилизованными водами, при этом можно таким же образом оценить интенсивность их поступления. Следовательно, предложенная схема (см. рис. 44) может рассматриваться как модель энергетической структуры гидротермальной системы, в которой каждая статья баланса может быть рассчитана по данным, получаемым исследователями при изучении поверхностных проявлений. Эти данные должны включать: 1) количество и гидрохимический облик атмосферных осадков и разгружающихся растворов; 2) химический состав и физические свойства (объемный вес, пористость и др.) неизменных и измененных вмещающих пород; 3) газовый фактор; 4) данные по гелиевому изотопному отношению; 5) теплосодержание разгружающихся вод.

Получить все эти данные (кроме 4) не представляет особого труда и не

связано с дорогостоящим бурением. Далее, применяя описанные методы, рассчитываем глубину формирования и температуру корней системы, что при известной площади позволит рассчитать объем изменяющихся пород и масштабы перемещающегося вещества. По выведенной нами формуле оценивается мощность теплового питания (если возраст не более 200 тыс. лет) и определяются статьи расхода энергии: кондуктивный вынос составляет 15%, поглощение в недрах системы — 20% (и более в зависимости от возраста, см. пятую главу), остальное выносится конвективным путем. Высказывая суждения о генезисе системы, необходим учет геолого-тектонической обстановки, геофизических и изотопных данных. Расчет ведется от простого, доступного, к сложному, как это показано на примере Вайракей.

Таким образом, современные гидротермальные системы, согласно проведенным исследованиям, очевидно, должны послужить немаловажным фактором в перераспределении и трансформации энергии Земли и, следовательно, занимать определенное место в структуре ее энергетического баланса. Действительно, как мы указывали в первой главе, Ф.А.Макаренко и др. [1972] вынос тепла гидротермами континентальных областей оценили величиной  $3,84 \cdot 10^9$  кал/с ( $1,2 \cdot 10^{17}$  кал/год). Оценив возможный вынос тепла гидротермальными системами акваторий величиной порядка  $4,2 \cdot 10^{18}$  кал/год, мы приходим к выводу, подтверждающему приведенный ранее тезис. Энергия, выносимая гидротермами, на современном этапе менее чем на порядок уступает гравитационной энергии, накапливающейся за счет разности плотностей литосферы и астеносферы ( $10^{19}$  кал/год при длительности тектонического цикла 200 млн. лет). В то же время она более чем на порядок превышает величину энергии, выделяющейся при землетрясениях ( $2,39 \cdot 10^{17}$  кал/год).

Опираясь на приведенный нами в данной работе анализ структур энергетического баланса современных гидротермальных систем, можно думать, что в процессе изменения пород поглощается энергия порядка  $1,4 \times 10^{18}$  кал/год, что вполне сопоставимо с известными затратами на региональный метаморфизм и энергией солнечного происхождения, захороняемой ежегодно в осадках с органическим веществом.

В балансе кондуктивных теплопотерь Земли аналогичные теплопотери в гидротермальных системах составляют лишь доли процента, но для геотермальных районов это немаловажное звено их энергетической структуры, составляющее около 15% общих потерь тепла.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексный подход к изучению современных гидротермальных систем, разработка и применение принципиально новых методов (гидрохимических геотермометров, диаграмм смешения, расчета состава глубинного флюида) позволили разработать схему структуры гидротермального процесса и прийти к важным выводам о динамике таких систем. Прежде всего глубина и интенсивность теплового питания современных гидротермальных систем должны быть различными и зависеть от геолого-тектонического строения района и возраста системы.

Гидротермальные системы, открытые в отношении вещества и энергии, с глубиной приобретают все более закрытый характер, что отражается на знаке теплового эффекта преобразования пород. Так, верхняя зона, где наиболее интенсивны процессы тепло-массообмена, характеризуется реакциями с выделением тепла, в нижней зоне, наиболее мощной, знак теплового эффекта меняется.

В процессе миграции глубинных флюидов к области разгрузки могут происходить многоактные процессы "всплытия — конденсации", вследствие чего газовая фаза, получаемая нами на поверхности, не всегда может служить критерием для классификации гидротерм. Если этот вывод подтвердится в результате изучения еще большего числа гидротермальных месторождений, то распространенную в настоящее время классификацию гидротерм по газовому составу в некоторых ее аспектах придется пересмотреть.

Другой вывод касается энергетической значимости — по величине энергии, действовавшей в гидротермальном процессе, современные системы вполне сопоставимы с многими грандиозными геологическими процессами регионального распространения — гравитационной дифференцией, метаморфизмом и др. Поэтому гидротермальный процесс, по всей вероятности, играет вполне определенную роль в эволюции Земли и должен быть включен как равноправный в структуру энергетики последней. Наша оценка интенсивности теплового питания корней гидротермальных систем при получении новых данных может измениться, но порядок величин останется тем же. Наиболее важно, как нам кажется, построение модели гидротермального процесса, которая принципиально отличается от известных моделей Д. Уайта. При установлении функциональных связей между составляющей этого процесса, пусть даже эмпирических (глава пятая), мы сможем применить балансовый метод и рассчитать то, что невозможно измерить непосредственно. Уточнение глубины залегания корней рассмотренных гидротермальных систем и расчет тепловых эффектов для конкретных температур в их недрах действительно изменили на 30% ранее данную нами оценку мощности их питания, что лежит в пределах точности такого рода оценок. С накоплением сведений эта оценка будет уточняться и в дальнейшем.

Выведенная нами эмпирическая формула позволила оценить начальную величину теплового питания гидротермальных систем в  $600 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ , что весьма близко к аналогичной характеристике для вулканов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аверьяев В.В. Количественные критерии формирования гидротерм в области активного вулканизма. — В кн.: Научно-техническое совещание по гидрогеологии и инженерной геологии. М., Ереван, 1963.
- Аверьяев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В кн.: Современный вулканализм. М.: Наука, 1966.
- Аверьяев В.В., Белоусов В.И. Геологический очерк района. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965.
- Аверьяев В.В., Боголюбленская Г.Е., Брайцева О.А. Вулканализм и гидротермы Узон-Семячинского геотермального района на Камчатке. — В кн.: Вулканализм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
- Балицкий В.С., Орлова В.Б., Останенко Г.Т., Хетчиков Л.Н. Труды VIII совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. М.: Наука, 1971.
- Белоусов В.И. О роли геологических факторов в процессе становления и деятельности гидротермальных систем в областях современного вулканализма. — В кн.: Вулканализм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967.
- Белоусов В.И., Сургобов В.М. Геологические аспекты связи Паужетских гидротерм и термальных полей Камбальского хребта на юге Камчатки. — В кн.: Вулканализм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
- Булатов В.К., Градусов Б.П., Зотов А.В. Экспериментальные исследования закономерностей формирования смешанослойных каолинитсмектитовых минералов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 12.
- Вакин Е.А. Гидрогеология современных вулканических структур и гидротермальные системы юго-востока Камчатки. — Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1968.
- Вакин Е.А., Поляк Б.Г., Сургобов В.М. Основные проблемы геотермии вулканических областей. — В кн.: Вулканализм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
- Василевский М.М. Пропилитизация и оруденение. — Автореф. дис. ... док. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1968.
- Василевский М.М., Ротман В.К. Мезокайнозойские вулканогенорудные формации Охотско-Ниппонской геосинклинальной области. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М.: Недра, 1965.
- Вернадский В.И. Проблемы биогеохимии. М.: Наука, 1980.
- Власов Г.М. О двух типах гидротермальной агрегализации. — Геология руд. месторождений, 1965, т. 7, № 5.
- Власов Г.М. Условия образования золотосеребряных месторождений пропилитовой формации и их отношение к интрузивным породам. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М.: Недра, 1965.
- Власов Г.М. Геологические аспекты проблемы геотермии. — В кн.: Вулканализм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
- Власов Г.М., Василевский М.М. Генезис и взаимоотношения вторичных кварцитов и пропилитов Срединного Камчатского хребта. — В кн.: Проблемы вулканализма. Ереван, 1959.
- Власов Г.М., Василевский М.М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М.: Недра, 1964.
- Гаррелс Р.М. Минеральное равновесие при низких температурах и давлениях. М.: ИЛ, 1962.
- Горшков Г.С. Вулканализм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976.
- Дуничев В.М. Описание маршрутов о. Кунашир. — В кн.: Особенности геологии и металлогении Курильской островной дуги. Владивосток, 1971.
- Дуничев В.М., Ризнич И.И. Парогидротермы Горячего Пляжа: (новые данные по результатам буровых работ). — Бюл. вулканол. станций, 1968, № 4.
- Ерофеев-Шак В.А. и др. Формирование глинистых минералов при низкотемпературном гидротермальном процессе на примере кальдеры Узон. — В кн.: Материалы 4-го вулканологического совещания. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Ерофеев-Шак В.А. и др. Современное минералообразование в кальдере Узон. В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектономагматических

- ческой активности. М.: Наука, 1977.
- Ерофеев-Шак В.А., Ильин В.А. Образование глинистых минералов при гидротермальном изменении пород в Кальдере Узон: (Камчатка). ДАН СССР, 1978, т. 241, № 4.
- Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарновополиметаллических месторождений Западного Карамазара. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 14.
- Зверев В.П. О роли постмагматических процессов в тепловом режиме вулканических областей. — В кн.: Вулканализм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
- Зверев В.П. Об энергетическом эффекте геохимических процессов. — В кн.: Энергетика геохимических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972.
- Зверев В.П., Поляк Б.Г. Роль энергетических процессов в энергетике земной коры. — В кн.: Тепловой режим недр СССР. М.: Наука, 1970.
- Зеленов К.К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972.
- Зубин М.И. и др. Четвертичные кальдеры Камчатки. — В кн.: Вулканализм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
- Ивао Ш. Геологическое изучение кремнистых и апунитовых месторождений района Угусу: (Япония). — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. Пер. с англ. М.: Мир, 1965.
- Ильин В.А. Состояние и свойства воды в глубоких горизонтах земной коры. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 10.
- Ильин В.А. Исследование геотермического значения геохимических процессов в областях разгрузки современных гидротерм. — В кн.: Геотермия / отчеты по геотермическим исследованиям в СССР/, вып. 1, 2. М.: ГИН, 1974.
- Ильин В.А., Олейник Б.И. Исследование энергетического эффекта фазовых переходов в области разгрузки гидротерм Долины Гейзеров: (Камчатка). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 9.
- Ильин В.А. К вопросу исследования энергетического баланса современных гидротермальных систем (в связи с гидротермальным метаморфизмом пород). — В кн.: Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1977.
- Ильин В.А. Исследование энергетического баланса современных гидротермальных систем. М.: Наука, 1977.
- Ильин В.А. и др. Оценка глубинных температур с помощью гидрохимических показателей. — Геохимия, 1979, № 6.
- Казицин Ю.В. Метасоматизм в земной коре. Л.: Недра, 1979.
- Карпов И.К., Кашик С.А., Пампура В.Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. М.: Наука, 1968.
- Керн Р., Вайсброд А. Основы термодинамики для минералогов, петрографов и геологов. М.: Мир, 1966.
- Киссин И.Г., Пахомов С.И. Некоторые данные о роли высоких температур на формирование химического состава подземных вод. — ДАН СССР, 1965, т. 163, № 1.
- Ковалев Г.Н., Слезин Ю.Б. Тепловая мощность вулкана Менделеева (о-в Кунашир). — Бюл. вулканол. станций СО АН СССР, 1970, № 46.
- Кононов В.И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М.: Наука, 1965.
- Кононов В.И., Ильин В.А. О состоянии и поведении воды в земных недрах в связи с процессами метаморфизма. — В кн.: Значение структурных особенностей воды для геологических интерпретаций, вып. 2. М., 1971.
- Константинов Р.М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях. — В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М.: Недра, 1965.
- Коржинский Д.С. Теория процессов минералообразования. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Краевской Ю.А., Охапкин В.Г. Сережников А.И. О некоторых вопросах формирования Больше-Банной и Карымчинской гидротермальных систем. — В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1977.
- Кропоткин П.Н. Основные проблемы энергетики тектонических процессов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Кропоткин П.Н., Поляк Б.Г. Энергетический баланс Земли. — В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон: (верхняя мантия). М.: Наука, 1973.
- Кузьмина И.П. Экспериментальное изучение образования PbS и ZnS в водных растворах хлористых солей. — Геология руд. месторождений, 1961, т. 3, № 1.
- Лебедев Л.М. Новые данные по минералогии колчедановых руд вулкана Менделеева. — ДАН СССР, 1970, т. 191, № 5.
- Любимова Е.А., Старикович Г.Н., Шушпанов А.П. Теплофизическое исследование горных пород. — В кн.:

- Геотермические исследования. М.: Наука, 1964.
- Макаренко Ф.А., Зверев В.П.** Подземный химический сток на территории СССР. — Литология и полез. ископаемые, 1970, № 6.
- Макаренко Ф.А.,** и др. Физическая модель подземной гидросферы. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология. М.: Наука, 1972.
- Макаренко Ф.А., Поляк Б.Г., Сугробов В.М.** Роль воды в перераспределении внутреннего тепла Земли. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972.
- Мархинин Е.К.** Вулканы острова Кунашир. — Тр. Лабор. вулканол., 1959, вып. 17.
- Мархинин Е.К.** Выход пара на о-ве Кунашир: (Горячий Пляж). — Бюл. вулканол. станций, 1959<sub>2</sub>, № 28.
- Мейер Ч., Хемли Д.** Околорудные изменения вмещающих пород. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970.
- Набоко С.И.** Гейзеры Камчатки. — Тр. Лабор. вулканол., 1954, вып. 8.
- Набоко С.И.** Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Набоко С.И.** Условия формирования и особенности гидротермальной метасоматической формации Камчатско-Курильской вулканической дуги. — В кн.: Молодые гидротермальные измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969.
- Набоко С.И., Берхин С.И.** Состав и структура современных гидротермальных земных минералов месторождения Горячий Пляж. — В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970.
- Набоко С.И., Главатских С.Ф.** Гидротермальные минералы Горячего Пляжа. — В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970.
- Набоко С.И., Главатских С.Ф.** Гидротермальные минералы Горячего Пляжа. — В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970.
- Набоко С.И., Главатских С.Ф.** Современная ртутно-сурьмяно-мышьяковая сульфидная минерализация на Узоне: (Камчатка). — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
- Набоко С.И.** и др. Геологическое строение и метасоматический эффект области разгрузки термальных вод месторождений Горячий Пляж. — В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969.
- Набоко С.И., Карпов Г.А., Разников А.П.** Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965.
- Набоко С.И., Пийп Б.И.** Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм. — Тр. Лабор. вулканол. 1961, вып. 19.
- Набоко С.И., Сильченко В.Г.** Образование сульфидов и сульфатов на вулкане Менделеева. — Бюл. вулканол. станций, 1959, № 28.
- Наковник Н.И.** Вторичные кварциты и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М.: Недра, 1964.
- Наковник Н.И.** Вулканогенно-метасоматическая формация вторичных кварцитов СССР и полезные ископаемые, связанные с ней. — В кн.: Рудносность вулканогенных формаций. М.: Недра, 1965.
- Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л.** Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971.
- Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В.** Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
- Огильви Н.А.** Геотемпературное поле как один из факторов формирования подземных вод. — В кн.: Тезисы докладов на I Всесоюзном совещании по геотермическим исследованиям в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
- Орвилл М.П.** Полевые шпаты. — В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: Иностр. литер., 1963.
- Паттон А.** Энергетика и кинетика биохимических процессов. М.: Мир, 1968.
- Пийп Б.И.** Термальные ключи Камчатки. — Тр. СОПС АН СССР. Сер. Камчат., 1937, вып. 2.
- Пийп Б.И.** Курило-Камчатская экспедиция Президиума АН СССР. — Бюл. вулканол. станций, 1958, № 27.
- Пилипенко Г.Ф.** Узонская гидрохимическая аномалия на Камчатке. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
- Полунин Г.В.** Об абсолютном возрасте высокой террасы на о. Кунашир. — Бюл. вулканол. станций, 1969, № 45.
- Поляк Б.Г.** Геотермические особенности области современного вулканизма. М.: Наука, 1969.
- Поляк Б.Г., Кропоткин П.Н., Макаренко Ф.А.** Основные проблемы геоэнергетики. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972.
- Полов А.А.** Характеристика процесса

- взаимодействия полевых шпатов с водой в динамических условиях. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. — М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Раускас А.В.* О геологии долины реки Гейзерной. — В кн.: Исследование природы Дальнего Востока. Таллин, 1963.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Химическое строение земной коры. — Геохимия, № 11, 1967.
- Рыженко Б.Н., Хитаров Н.И.* К вопросу о форме нахождения кремнезема в водных растворах. — Геохимия, 1968, № 8.
- Самойлов О.Я.* Структура водных растворов электролитов и гидратация ионов. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Сендеров Э.Э.* Взаимодействие роговой обманки с водными растворами в условиях повышенных температур и давлений. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Сережников А.И., Зимин В.М.* Геологическое строение Паратунского гидротермального района, влияние отдельных геологических факторов на современную гидротермальную деятельность. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976.
- Сидоров С.С.* Месторождение термальных вод и пара Горячий Пляж (о. Кунашир). — Тр. Сахалин. компл. науч.-исслед. ин-та, 1962.
- Смирнов Я.Б.* Тепловой поток на дне акваторий. — ДАН СССР, № 2, т. 168.
- Смирнов Я.Б.* Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. — Геотектоника, 1968, № 6.
- Смирнов Я.Б.* Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклиналей. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972.
- Смит Ф.* Физическая геохимия. М.: Недра, 1968.
- Соколов В.А.* Газы Земли. М.: Наука, 1966.
- Справочник физических констант горных пород./ Под ред. С.М. Кларк. М.: Наука", 1969.
- Сугробов В.М.* Паужетские гидротермы Камчатки как пример высокотемпературной водонапорной системы. — В кн.: Гидротермические условия верхних частей земной коры, М.: Наука, 1964.
- Сугробов В.М., Аверьев В.В.* Обводненность пород Паужетского месторождения и условия циркуляции высокотермальных вод. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965.
- Сугробов В.М., Сугробова Н.Г.* Температура в недрах Паужетского месторождения по данным разведочных скважин. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965.
- Тимофеев П.П., Щербаков А.В., Ильин В.А.* Энергетика зоны гипергезеза. — Литология и полезные ископаемые, 1981, № 4.
- Трухин Ю.П., Петрова В.В.* Некоторые закономерности современного гидротермального процесса. М.: Наука, 1976.
- Уайт Д.Е., Андерсон Е.Т., Груббс Д.Е.* О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизующихся породах, вскрытых скважиной в Южной Калифорнии. — В кн.: Геохимия современных пост vulkanических процессов. М.: Мир, 1965.
- Устинова Т.И.* Камчатские гейзеры, М., 1955.
- Федотов К.М.* Изменение микроклина под воздействием гидротермального раствора. — В кн.: Экспериментальные исследования области глубинных процессов. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Хитаров Н.И.* Химическая природа растворов, возникающая в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях. — Геохимия, 1957, № 6.
- Хитаров Н.И., Колонин Г.Р.* О переводе редких щелочных элементов из альбитизированного микроклина в раствор в гидротермальных условиях. — В кн.: Экспериментальные условия в области глубинных процессов. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Хитаров Н.И., Кусков О.Л.* Энергетика земного ядра. М., 1978.
- Хундадзе А.Г., Сендеров Э.Э., Шибаева Н.П.* Экспериментальные данные по составам синтетических анализаторов. — Геохимия, 1970, № 9.
- Эллис А.Дж.* Геохимия гидротерм вулканических районов. — В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965.
- Эллис А.Дж.* Количественная интерпретация геохимических данных гидротермальных систем. В кн.: Изучение и использование геотермических ресурсов. М.: Мир, 1975.
- Эрлих Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканализм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973.
- Arnórsson S.U.N.* Undergoing temperatures in hydrothermal areas in Iceland as deduced from the silica content of the thermal water. — In: UN Symp. on the development and utilisation of geother-

- mal resources. Pisa, 1970, vol. 13, p. 16-20.
- Arnorsson B.** The hydrogen-water isotope thermometer applied to geothermal areas in Iceland. — In: Advisory group on the application of nuclear terhniques to geothermal studies. Pisa, Italy: Intern. Atom. Energy Agency, 1975.
- Arnorsson S.** Application of the silica geothermometer in low temperature hydrothermal areas in Iceland. — Amer. J. Sci., 1975, vol. 275.
- Averieff V.V.** Some quantitative indications of recent hydrothermal process in volcanic areas. — Bull. volcanol., 1975, vol. 27.
- Banwell C.F.** Physics of the New Zealand thermal area. — N.Z. Dep. Sci. Industr. Res. Bull., 1957, vol. 123.
- Banwell C.F.** Thermal energy from the Earth's crust. Introduction and pt 1. Natural hydrothermal systems. — N.Z.F. Geol. Geophys., 1963, vol. 6.
- Bödvarsson G.** Exploration and exploitation of natural heat in Iceland. — Bull. volcanol., 1960, vol. 23.
- Bödvarsson G.** Physical characteristics of natural heat resources in Iceland. — In: UN Conf. New Sources Energy. Rome, 1961.
- Dawson G.B.** The nature and assessment of heat flow hydrothermal areas. — N.Z.F. Geol., Geophys., 1964, vol. 7.
- Craig H.** The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. — In: Nuclear geology in geothermal areas. Pisa, 1963.
- Elder J.W.** Physical processes in hydrothermal areas. — J. Chem. Phys., 1964, vol. 10, N 4.
- Elder J.W.** Physical processes in geothermal areas. — In: Terrestrial heat flow. Baltimore, 1965.
- Elder J.W.** Hydrothermal system. — New Zealand, D.S.J.R. Bull., 1966.
- Ellis A.J.** Volcanic hydrothermal areas and the interpretation of thermal water compositions. — Bull. volcanol., 1966, vol. 29.
- Ellis A.J., Mahon W.J., Mahon W.A.J.** Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions. Pt II. — Geochim. et cosmochim. acta, 1967, vol. 31.
- Fischer R.G., Dawson G.B.** Diurnal and seasonal ground temperature variations at Wairakei. — N.Z.J. Geol. Geophys., 1964, vol. 7.
- Fournier R.P., Rowe J.J.** The solubility of cristobalite along the three phase curve, gas plus liquid plus cristobalite. — Amer. Miner., 1962, vol. 47, N 7.
- Fournier R.O., Rowe J.J.** Estimation of underground temperatures from silica content of water from hot spring and wet steam fields. — Amer. J. Sci., 1966, vol. 264, N 9.
- Fournier R.O., Truesdell A.H.** Chemical indicators of subsurface temperature applied to hot spring waters of Yellowstone National Park, Wyoming, USA. — In: UN Symp. on the development and utilisation of geothermal resources. Pisa, 1970, vol. 2, pt 1.
- Fournier R.O., Truesdell A.H.** An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. — Geochim. et cosmochim. acta, 1973, vol. 37.
- Fournier R.O., Truesdell A.H.** Geochemical indicators of subsurface temperature. Pt 2. Estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water. Basic assumptions. — US Geol. Surv. J. Res., 1974, vol. 2.
- Fournier R.O., Truesdell A.H., Muffler L.J.P., White D.E.** Subsurface hydrothermal conditions in Yellowstone National Park as deduced from the distribution and compositions of the hot spring waters. — In: Intern. geol. congr., 23rd Sess. Prague, 1968.
- Goto K.J.** States of silica in aqueous solution. II. Solubility of amorphous silica. — J. Chem. Soc. Jap. Pure Chem., 1955, vol. 76.
- Henry J.J.** Aqueous ration in the system  $K_2O-Na_2O-Al_2O_3$ ,  $SiO_2-H_2O$ . — Geol. Soc. Amer. Abstrs., 1967.
- Hurvey R.D., Vitaliano C.J.** Wall rock alteration in the Goldfield district, Nevada. — J. Geol., 1964, vol. 72, p. 564-579.
- Kennedy G.C.** Aportion of the system silica — water. — Econ. Geol., 1950, vol. 45, N 7.
- Krauskopf K.B.** The geochemistry of silica in sedimentary environments. — In: Silica of sediments. Tulsa, 1959.
- Morey G.W., Fournier R.O., Rowe J.J.** The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25 to 300°C. — Geochim. et cosmochim. acta, 1962, vol. 26.
- Morey G.W., Hesselgesser J.M.** The solubility of some minerals in superheated steam at high pressures. — Econ. Geol., 1951, vol. 46.
- Murrey P., White D.E.** Kinetic of the thermal dehydration of clays. Pt 2. Isothermal decomposition of the clays minerals. — Trans. Brit. Ceram. Soc., 1955, vol. 54.
- Okamoto G., Okura T., Goto K.** Properties of silica in water. — Geochim. et cosmochim. acta, 1957, vol. 12, N 1/2.
- Orville P.M.** Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. — Amer. J. Sci., 1963, vol. 261.
- Paces T.** Letter of the editor. A systematic deviation from Na-K-Ca geothermometer below 75°C and above  $10^4$  atm.  $PCO_2$ . — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39.

- Panichi C.* Utilisation of the chemical and isotopic thermometers in evaluating deep temperatures in hydrothermal systems. — In: Intern. post-graduate course in geothermics. Pisa, 1976.
- Sestini G.* Superheating of geothermal steam. — In: UN Symp. of the development and utilization of geothermal resources. Pisa, 1970, vol. 2, pt 1.
- Siever R.* The silica budget in the sedimentary cycle. — Amer. Miner., 1957, vol. 42.
- Siever R.J.* Silica solubility, 0–200°C, and diagenesis of siliceous sediments. — J. Geol., 1962, vol. 70, N 1.
- Steiner A., Econ D.* Hydrothermal rock alteration at Wairakei, New Zealand. — Econ. Geol., 1953, vol. 48.
- Stringham B.* Fields of some common hydrothermal alteration minerals. — Econ. Geol., 1952, vol. 47, N 6.
- Tokunaga M.* Fundamental studies of the hydrothermal alteration of the Kasuga mine, Kagoshima Prefecture.
- Japan. — Miner. Geol., Tokyo, 1955, vol. 5, N 5.
- Vakin E.A., Polak B.G., Sugrobov V.M. et al.* Recent hydrothermal systems of Kamchatka. — Geothermics, 1970, vol. 2, pt 2, spec. iss. 2.
- Van Lier I.A., de Bruyn P.L., Overbeek J.Eh.G.* The solubility of quartz. — J. Phys. Chem., 1960, vol. 64, N 11.
- White D.E.* Thermal waters of volcanic origin. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, vol. 68.
- White D.E.* Geothermal energy. — Geol. Surv. Circ., 1965, N 519—W.
- White D.E.* Saline waters of sedimentary rock. — Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1965, N 4.
- White D.E.* Geochemistry applied to the discovering, evaluation and exploitation of geothermal energy geothermics. Pisa, 1970. Vol. 1.
- White D.E., Brannock W.W., Murata K.J.* Silica in hot spring waters. — Geochim. et cosmochim. acta, 1956, vol. 10.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	5
<b>Глава первая</b>	
Гидрофизическая зональность и геоэнергетическая роль гидросферы . . . . .	7
Обзор некоторых представлений о геотермической роли гидросферы . . . . .	7
Классификация современных гидротермальных систем по температуре и геоструктурным признакам . . . . .	11
Геохимическая деятельность термальных вод в районах новейшего вулканизма . . . . .	13
<b>Глава вторая</b>	
Методы изучения энергетического эффекта преобразования пород . . . . .	15
Методы анализа полевых и аналитических исследований . . . . .	15
<b>Глава третья</b>	
Некоторые гидротермальные системы Курило-Камчатского региона . . . . .	28
Узон-Гейзерная гидротермальная система . . . . .	28
Гидротермальная деятельность Долины Гейзеров . . . . .	44
Гидротермальная деятельность в районе вулкана Менделеева . . . . .	54
Паужетско-Камбальное поле термальных вод . . . . .	63
Большебанная гидротермальная система . . . . .	71
<b>Глава четвертая</b>	
Прогноз термодинамического и геохимического режима современных гидротермальных систем . . . . .	76
Методы прогноза глубинных температур Si-геотермометром . . . . .	78
Методы прогноза глубинных температур Na-К-геотермометром . . . . .	81
Оценка надежности количественных термометров . . . . .	83
Глубинные температуры в современных гидротермальных системах Камчатки . . . . .	84
Методы расчета состава, динамики и уровня формирования глубинных флюидов . . . . .	90
<b>Глава пятая</b>	
Оценка энергетического эффекта геохимических процессов в областях разгрузки современных гидротерм . . . . .	104
Оценка энергетического эффекта фазовых переходов водных растворов . . . . .	104
Энергетический эффект преобразования пород в очагах разгрузки современных гидротермальных систем . . . . .	106
Оценка роли гидротермального изменения пород в тепловом балансе современных систем . . . . .	120
<b>Глава шестая</b>	
Структура энергетики геологических процессов и место в ней гидротермальных систем . . . . .	123
Заключение . . . . .	128
Литература . . . . .	129

**ЭНЕРГЕТИКА  
СОВРЕМЕННЫХ  
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ  
СИСТЕМ**

*Утверждено к печати Научным советом  
по геотермическим исследованиям  
и Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства Э.Б. Травицкая  
Художник Н.В. Конярова  
Художественный редактор М.В. Версоцкая  
Технический редактор И.И. Джииоева  
Корректор З.Д. Алексеева

ИБ № 27171

Подписано к печати 22.09.83. Т – 16452  
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная №1  
Печать офсетная. Усл.печ.л. 8,5 + 0,4 вкл.  
Усл. кр.-отт. 9,2. Уч.-изд.л. 11,3  
Тираж 650 экз. Тип. зак. 728  
Цена 1р. 70к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП – 7,  
Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1p. 70 κ.

4034