

В. А. ИЛЬИН

**ИССЛЕДОВАНИЕ
ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО
БАЛАНСА
СОВРЕМЕННЫХ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ
СИСТЕМ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В.А.ИЛЬИН

ИССЛЕДОВАНИЕ
ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО
БАЛАНСА
СОВРЕМЕННЫХ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ
СИСТЕМ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

МОСКВА

1977

Исследование энергетического баланса современных гидротермальных систем. Ильин В.А. М., "Наука", 1977, с. 1-108.

Рассмотрены геолого-гидрогеологические, гидрохимические и геотермические особенности Паужетской и Узон-Гейзерной систем на Камчатке и системы вулкана Менделеева на о-ве Кунашир. Проведен сравнительный анализ зональности гидротермально измененных пород в районах современной, недавней и прошлой активности. Установленная идентичность изменения пород позволила создать обобщенную схему зональности их до корней гидротермальных систем.

Непосредственными и расчетными методами оценен энергетический эффект фазовых переходов растворов в областях разгрузки гидротерм. Зоны гидротермально измененных пород описаны соответствующими реакциями. Оценен энергетический эффект изменения пород в каждой зоне и в системе в целом. Составлен энергетический баланс четырех гидротермальных систем, показавший, что подавляющая часть тепла выносится на поверхность конвективным путем. На основе анализа структуры теплового баланса предполагается, что затухание гидротермального процесса обусловлено интенсификацией конвективного теплопереноса и поглощением глубинного тепла в процессе изменения пород.

Работа рассчитана на петрологов, геотермистов и вулканологов.

Табл. 31. Ил. 29. Библ. 118 назв.

Ответственный редактор

кандидат геолого-минералогических наук

Б.Г. ПОЛЯК

ПРЕДИСЛОВИЕ

Внутреннее тепло Земли, его природа и формы проявления на поверхности привлекают все большее внимание геологов различных специальностей. Огромное количество тепла аккумулировано в подземной гидросфере. В этой связи наибольший интерес вызывают районы активного вулканизма и прежде всего расположенные в этих районах современные гидротермальные системы.

Термопроявления в очагах разгрузки гидротермальных систем исключительно разнообразны – это паровые струи, кипящие и пульсирующие источники, гейзеры, грязевые котлы, теплые озера, участки прогретого грунта. Установлено (Аверьев, 1963, 1966; Аверьев и др., 1965), что выносимое при этом в атмосферу тепло не является производной фонового кондуктивного теплового потока, но окончательно природа его еще не выяснена. Большинство исследователей формирование современных гидротермальных систем связывается с восходящим движением глубинных газоводных теплоносителей, которые генерируются в нижних частях земной коры и (или) в верхней мантии. Вместе с тем допускается (Эллис, 1965) генерация тепла в очагах разгрузки гидротермальных систем вследствие происходящих там геохимических процессов.

Количественная оценка энергетического эффекта таких процессов необходима для составления теплового баланса современных гидротермальных систем и уточнения их роли в геотермическом режиме. Чтобы быть объективной и достоверной, такая оценка требует учета конкретных физико-химических и термодинамических условий в очагах разгрузки гидротермальных систем. Комплекс исследований, включающий полевые натурные наблюдения, физико-химический эксперимент, лабораторные изучения твердой и жидкой фаз и термодинамические расчеты, позволяет определить тепловые эффекты геохимических реакций, происходящих в очагах разгрузки реальных гидротермальных систем, и оценить их роль в энергетическом балансе.

С этой целью проанализированы геотермические особенности некоторых современных гидротермальных систем Курило-Камчатского региона и оценен энергетический эффект изменения пород в очагах их разгрузки. Первоначально предполагалось этим и ограничиться, но в процессе работы оказалась необходимой еще и оценка энергетического эффекта фазовых переходов подземных флюидов, поскольку изменения фазового состояния гидротерм не только существенно влияют на условия минералообразования, но и определяют вариации теплового потока в вертикальном разрезе гидротермальных систем.

В основу работы положены полученные автором результаты полевых наблюдений в очагах разгрузки Узон-Гейзерной системы (Камчатка) и на термальных полях вулкана Менделеева (о-в Кунашир), физико-химического моделирования протекающих там процессов и их термодинамического анализа. Кроме того, для выяснения энергетической роли интересующих процессов в более глубоких частях систем были привлечены и проанализированы имеющиеся данные по более детально изученному Паужетскому геотермальному месторождению (Камчатка). Эти материалы сопоставлены с известными результатами изучения аналогичных объектов отечественными и зарубежными исследователями.

Работа выполнена в Лаборатории геотермии Геологического института АН СССР в рамках общей темы по изучению энергетики геологических процессов. Исследования велись в тесном контакте с Институтом вулканологии Дальневосточного научного центра АН СССР (Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР), Институтом геологии, минералогии, петрографии и геохимии рудных месторождений АН СССР (ИГЕМ АН СССР), Институтом экспериментальной минералогии АН СССР (ИЭМ АН СССР), Институтом технической теплофизики АН УССР (ИТТФ АН УССР), Всесоюзным научно-исследовательским институтом синтеза минерального сырья Министерства геологии СССР (ВНИИСИСМ), МГУ.

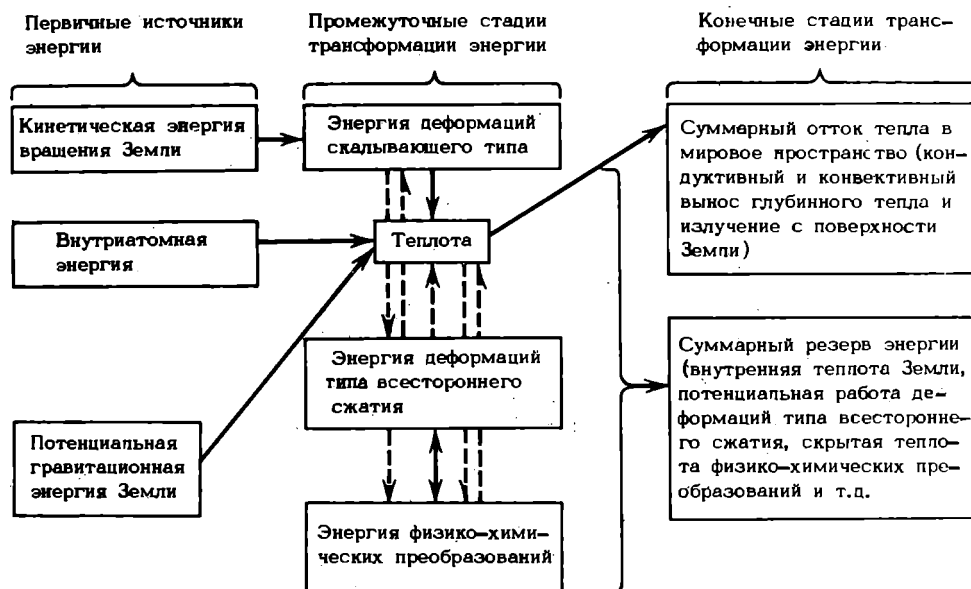
Автор выражает глубокую признательность О.А. Герашенко, В.П. Звереву, А.В. Зотову, Н.А. Козырину, В.И. Кононову, Ф.А. Макаренко, С.И. Набоко, Б.И. Олейнику, Б.Г. Поляку, Н.В. Ренгартен, Я.Б. Смирнову, В.М. Сугробову, А.В. Щербакову за постоянную помощь и советы в проведении исследований, а также обсуждение и критику отдельных положений работы.

ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОТЕРМИЧЕСКОЙ РОЛИ ГИДРОСФЕРЫ

Исследования последних лет со всей очевидностью свидетельствуют о широком участии гидросферы в различных геохимических процессах. В настоящее время намечается принципиально различная роль ее в тепловом балансе стабильных и активных структур земной коры. Кроме того, в областях разгрузки современных гидротерм широко развит 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 же времени разработана общая схема энергетического баланса Земли (Кропоткин, Поляк, 1973; Поляк и др., 1972). Авторы выделяют 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 рассматривается как основной механизм теплопотерь.



Общая схема энергетического баланса Земли (по Б.Г. Поляку, П.Н. Кропоткину, Ф.А. Макаренко, 1972)

В результате сравнения приходных и расходных статей внутриземной энергии авторы приходят к выводу об избытке ее поступления, оцененном в $1,5-3,0 \cdot 10^{28}$ эрг/год. В связи с этим ими 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. В указанных выше работах дана оценка энергетического эффекта в зоне гипергенеза и при региональном метаморфизме, оценки же энергетики процессов гидротермального изменения пород не существует. Восполнению этого пробела и посвящена основная часть данной работы.

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

Схема гидрофизической зональности

Схема глобальной гидрофизической зональности дает представление о масштабах подвижных вод земной коры, их тепловом потенциале и свойствах в различной термодинамической обстановке. Ниже приводится краткая характеристика зон; подробно зональность освещена в работах В.И. Кононова, В.И. Ильина (1971), Ф.А. Макаренко и др. (1972).

Нами выделено 5 гидрофизических зон, отличающихся как структурой воды, так и ее свойствами (табл. 1). Зоны IV-V выделяются условно в предположении существования воды в мантии. Нижняя граница существования воды рассчитана по выведенной автором формуле, находящейся в хорошем согласии с данными В.А. Соколова (1966). Положение гидрофизических зон в разрезе коры и мантии показано на рис. 1.

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. В силу 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 происходит закономерная мобилизация в подвижное состояние физически и физико-химически связанных вод. 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 переходит в подвижное состояние большая часть химически связанных вод, которые участвуют в метаморфическом преобразовании пород, способствуя прохождению реакций.

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 элемен-

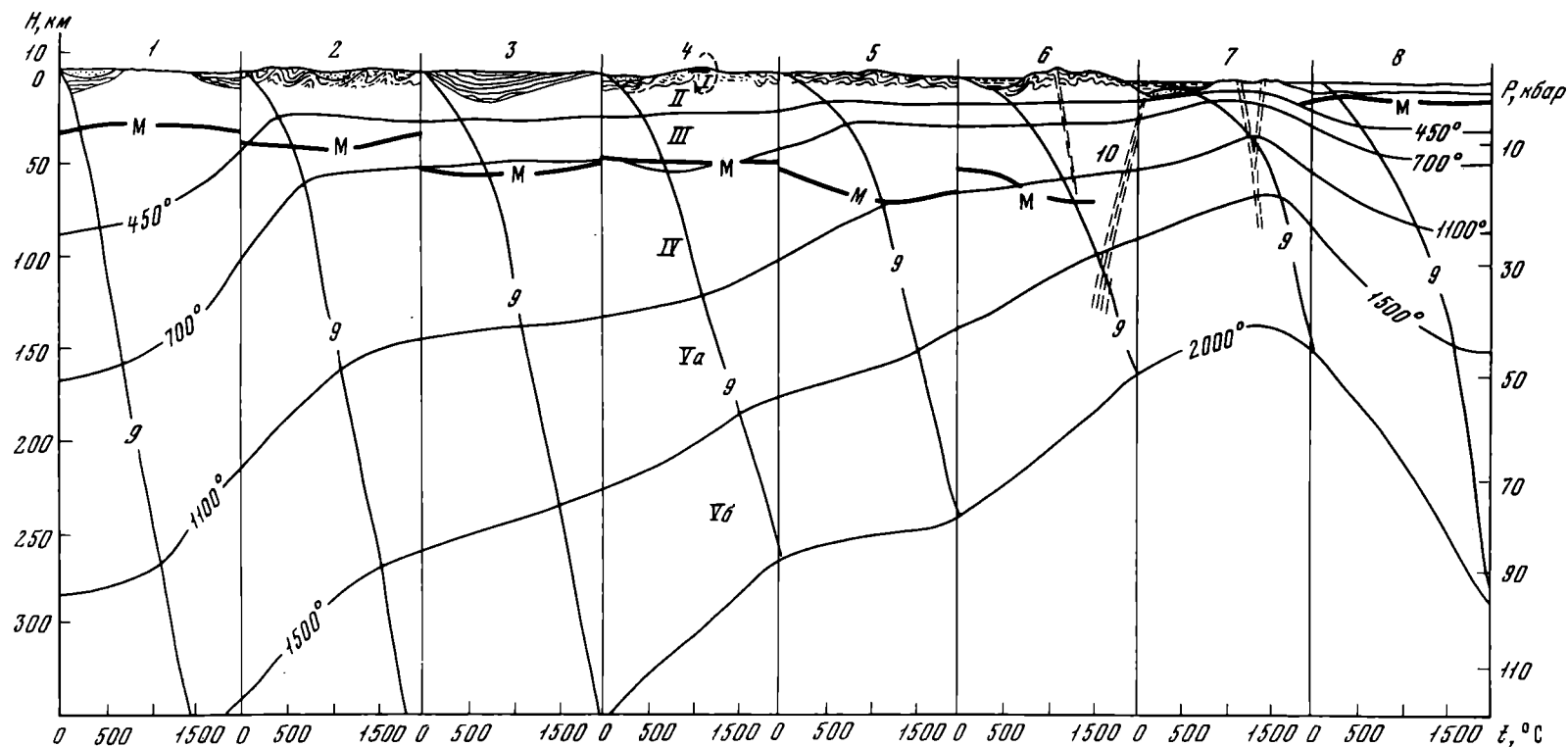


Рис. 1. Схема гидрофизической зональности

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, по Я.Б. Смирнову (1968); I-V - гидрофизические зоны; М - поверхность Мохоровичича; 10 - тектонические разрывы

Таблица 1

Свойства свободной воды в

Номер гидрофизической зоны	Наименование графических зон	Мощность зоны (в км)		
		Шиты и платформы P_{cm}	Складчатые зоны P_z	Краевые прогибы
I	Зона твердых вод со структурой льда	До 1 км в зависимости		
II	Зона "жидких структурированных" вод	80	25	27
III	Зона уплотненного флюида с сиботактической структурой	80	35	23
IV	Зона мономерных молекул воды	110	100	90
V	Зона диссоциированных молекул воды	110	112	100
a	$H_2O \rightarrow H^+ + OH^-$			
b	$OH^- \rightarrow O^{2-} + H^+$			

Таблица 1 (окончание)

Номер гидрофизической зоны	Наименование графических зон	Свойства воды и флюида	
		Давление P , атм	Температура, t , °C
I	Зона твердых вод со структурой льда	250-1	0-(-15)
II	Зона "жидких структурированных" вод	2500-1	450-0
III	Зона уплотненного флюида с сиботактической структурой	50000-3000	700-450
IV	Зона мономерных молекул воды	100000-4500	1100-700
V	Зона диссоциированных молекул воды	127000-9000	1500-1100
a	$H_2O \rightarrow H^+ + OH^-$		
b	$OH^- \rightarrow O^{2-} + H^+$	400000-3700	

Примечание: Franck, 1961; Барнс, Куллеруд, 1966; David, Hamann, 1959; Rice, Walsh, 1957; Kennedy, 1950; Quist, Marshall, 1965; Macdonald, 1955 с дополнением и экстраполяцией автора.

Мощность зоны (в км)				
Складчатые зоны Mz	Многеосинкли- нали Kz	Эвгеосинкли- нали Kz	Островные дуги Q	Океанические впа- дины (плиты) Q
от величины инсоляции				
23	15	14	8	24
31	10	12	3	16
66	45	30	19	40
65	80	41	37	65
2500-2900				

Свойства воды и флюида					
Диэлектри- ческая про- ницаемость	Энтропия S, э.е.	Плотность ρ , г/см ³	Вязкость η_1 , сП	Степень дис- социации	% сущест- вующих во- дородных связей
88,2	10-9	1-0,9	3	$3,8 \cdot 10^{-22}$	99
81-20	28-23,2	1,5-1	1,79-0,076	$10^{-9}-10^{-13}$	99-25
20-12,5	23,2-22,8	1-0,3	0,076-0,057	$10^{-7}-10^{-9}$	25-0
12,5-5	22,8-21	1,72	0,057-0,055	$10^{-4}-10^{-7}$	0
5-1,25	-	-	-	10^{-2}	0

Таблица 2
Масса вод в земной коре (10^{23} г)

Оболочка	Тип земной коры					Всего
	океани- ческий	субконтинентальный	геосинклинали	плиты	щиты	
Осадочная	$\frac{1,42}{0,31}$	$\frac{0,57}{0,135}$	$\frac{0,4}{0,256}$	$\frac{0,268}{0,126}$	-	$\frac{2,658}{0,887}$
"Гранитная"	-	$\frac{0,18}{0,25}$	$\frac{0,286}{0,41}$	$\frac{0,41}{0,586}$	$\frac{0,183}{0,254}$	$\frac{1,059}{1,5}$
"Базальтовая"	$\frac{0,42}{0,34}$	$\frac{0,15}{0,22}$	$\frac{0,085}{0,282}$	$\frac{0,3}{0,41}$	$\frac{0,122}{0,178}$	$\frac{1,077}{1,43}$
	$\frac{1,84}{0,65}$	$\frac{0,9}{0,605}$	$\frac{0,771}{0,948}$	$\frac{0,978}{1,122}$	$\frac{0,305}{0,432}$	$\frac{4,794}{3,817}$

Примечание. В числителе – свободные и физически связанные воды, высвобождающиеся с ростом температуры; в знаменателе – химически связанные и дисперсные воды.

ты приобретают летучесть (гидриды, двойные хлориды, комплексные соединения и др.).

$V(a, b)$. Зона диссоциированных вод, в пределах которой происходит полное термическое разложение воды. Данные по изменению свойств воды в различной термодинамической обстановке приведены в табл. 2. В соответствии с моделью строения земной коры (Ронов, Ярошевский, 1967) масса вод, заключенных в ней (табл. 2), составляет $0,86 \cdot 10^{24}$ г; из них только $0,48 \cdot 10^{24}$ г относится к подвижным.

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 высвобождении 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) гидросфера способствует перераспределению тепла от области питания к области разгрузки с незначительным приносом его глубинными водами артезианских бассейнов, то ослабленные зоны и глубинные разломы активных структур часто обеспечивают непосредственную связь с глубокими недрами, вынося их тепло на поверхность.

С учетом распределения температуры в различных структурах земной коры (см. рис. 1) тепловой потенциал свободных (подвижных) вод ее равен $1,8 \cdot 10^{26}$ кал. Как указывалось выше, наиболее благоприятные условия для мобилизации вод в подвижное состояние существуют в активных структурах и особенно в районах новейшего вулканизма. Следовательно, большая часть теп-

ла, аккумулярованного водами в глубоких частях земной коры, должна выноситься ими в таких районах. Это доказывается и анализом соотношения свободных и химически связанных вод (см. табл. 2), который показывает, что это отношение убывает от океанической коры к коре континентальных щитов. Видимо, в активных структурах можно допустить разгрузку флюидов через гидротермальные системы при смешении их с поверхностными водами или вынос через вулканические аппараты и другие формы конвективного теплообмена с глубинами. Такой механизм поддержания активности гидротермальных систем в настоящее время допускается многими исследователями (Аверьев, 1963, — для Долины Гейзеров, Камчатка; Elder, 1964, — для Вайракея, Новая Зеландия).

В общей схеме геоэнергетического баланса доле гидросферы в глобальном масштабе отводится незначительная роль. Однако представляется, что приводимая вышеупомянутыми авторами оценка не является полной и окончательной, поскольку в настоящее время отсутствуют 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. Предварительные расчеты свидетельствуют о том, что существующие представления об энергетической роли гидросферы должны во многом измениться, по крайней мере для границы "атмосфера — поверхность Земли".

Таким образом, хотя в настоящее время мы только приближаемся к оценке энергетической роли гидросферы в глобальном масштабе, тем не менее разработанная схема гидрофизической зональности дает представление о потенциальном резерве энергии ее в масштабах подвижных вод, принимающих непосредственное участие в различных геологических и биохимических процессах, оценка энергетики которых — дело ближайшего будущего.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ ВЫНОСА И ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИННОГО ТЕПЛА ВОДАМИ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Вулканизм и гидротермальная деятельность приурочена 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 оба они сопоставимы.

Современные гидротермальные системы

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

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

К настоящему времени Е.А. Вакин, Б.Г. Поляк, В.М. Сугробов и др. (1971) суммировали имеющиеся сведения по гидротермальным системам Камчатки, отметили наиболее важные особенности их строения. Наиболее высокотемпературные (мезотермальные) системы Камчатки приурочены к кольцевым вулкано-

Таблица 3

Тепловые характеристики некоторых гидротермальных систем

Гидротермальная система	Тепловая мощность, 10^3 ккал/с	Площадь, 10^{10} см ²	Удельная тепловая мощность, мккал/(см ² ·с)	Исследователи
Вулкан Семьячик	75	80–100	87–75	В.В. Аверьев
Узон–Гейзерная	134	120	110	Е.А. Вакин
Больше–Банная	25	10	200	В.М. Сугробов
Жировская	3,8	–	–	В.И. Кононов
Налычевская	1,5	–	–	Г.Ф. Пилипенко
Паужетская	15	15	100	Б.Г. Поляк
Восточная вулкани- ческая зона Камчатки	–	–	0,6	"
Область четвертич- ного вулканиз- ма Камчатки	300	–	0,32	"
Вулкан Менделеева	5,4–4,8	6	90–80	В.И. Белоусов
Вулкан Головинна	12,8–9,5	12	107–79	Г.Н. Ковалев

тектоническим 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 обрамления этих структур 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 (эпитепральные) системы на Камчатке приурочены к узким линейным грабенам, наложенным на горст–антиклинории, или развиваются в осевых частях грабен–синклиналей. Проявления кислого вулканизма отмечаются лишь в сопредельных районах при отсутствии в самих структурах. Температура в недрах таких систем достигает 150°C.

Если судить по анализам растворов, в недрах гидротермальных систем преобладают воды, содержащие натриевые и натриево–кальциевые хлориды. Образованию 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, соответствующих водоупорам. Градиент температуры здесь достигает 50–70°C/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, метров до сотен метров.

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

Роль воды в областях новейшего вулканизма, как указывалось выше, отлична от таковой в стабильных областях. При рассмотрении выноса тепла водами современных систем (табл. 3) обращает на себя внимание высокая "ин-

тенсивность теплового питания¹, которая не может обеспечиваться региональным тепловым потоком. По данным Б.Г. Поляка (1966), кондуктивный теплопоток восточной вулканической зоны Камчатки равен 2 мккал/(см²·с). Если бы тепло, выносимое водами этой зоны, формировалось за счет такого потока, то наблюдаемые в природе площади развития гидротермальных систем пришлось бы увеличить примерно в 30 раз. Отсюда возникает проблема источника тепла.

В.В. Аверьев (1966) указывает, что интенсивность выноса тепла термальными водами на участках их формирования составляет величину порядка 50–25 мккал/(см²·с), что значительно выше средних кондуктивных теплопотерь Земли – 1,2 мккал/(см²·с). Этот факт заставляет предполагать возможность подпитывания гидротермальных систем либо за счет глубинного флюида, либо за счет каких-то геологических процессов, идущих в недрах систем.

Ф.А. Макаренко, Б.Г. Поляком, В.М. Сугробовым (1972) пересмотрена сводка Д.Уайта (White, 1965) по выносу тепла гидротермами мира (2,7·10⁹ кал/с). Учтя данные выноса тепла водами с температурой менее 100°C по Курило-Камчатскому региону и распространив их на аналогичные области, они пришли к величине 3,84·10⁹ кал/с. Хотя вынос тепла гидротермами мира и значительно меньше средних кондуктивных теплопотерь Земли (6,2·10¹² 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, а для Северного острова Новой Зеландии 1,1 мккал/(см²·с).

Перераспределение тепла термальными водами также оказывает существенное влияние на формирование геотермического режима (Ильин, 1974). Продвижение флюида к области разгрузки приводит и к привносу им тепла. Есть принципиальное отличие и в генезисе перераспределяемого тепла в стабильных и активных областях. В последних привнос тепла восходящим флюидом или магмой – результат мощных глубинных (подкорковых?) процессов. Следует отметить, что фазовые переходы растворов – также один из механизмов трансформации и перераспределения глубинной энергии. 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 будет обсуждаться ниже на конкретных примерах.

Таким образом, тепло, выносимое гидротермами вулканических областей, не является производной 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 ВОД В РАЙОНАХ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА

Наименее изучены с энергетической точки зрения геохимические процессы в областях разгрузки современных гидротерм. Известные из литературы сведения в основном дают представление о масштабах выноса вещества водами вулканических областей и характере преобразования вмещающих их пород.

В.И. Кононов (1965) показал, что гидротермами Долины Гейзеров (Камчатка) ежегодно выносятся на дневную поверхность 14857,3 т вещества, в

¹ Термин В.В. Аверьева, означающий отношение тепла, выносимого на поверхность, к площади развития гидротермальной системы.

том числе 5431 т хлора, 2431 т серы, 2055 т углерода, 3808 т натрия и 845,7 т кремния. Следовательно, за время существования гидротермальной системы (10 000 лет) ее водами вынесено около 148 млн.т вещества, что соответствует растворению около 55 млн.м³ породы. К.К. Зеленов (1972), анализируя перемещение алюминия и железа, рассчитал, что р.Юрьева на о-ве Парамушир выносит их ежедневно 65 т, а р.Банипутих на о-ве Ява – 70 т. Автор считает, что в некоторых случаях такой вынос может быть источником вещества при образовании месторождений полезных ископаемых. Ш.Ивао (1965), изучая кремнистые и алунитовые месторождения района 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 алунитовых породах интенсивность выноса 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 он является одним 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-алунитовом месторождении Угусу, по данным Ш.Ивао (1965), сопровождалось привнесом и переходом в связанное состояние 63 млн.т воды. Этот процесс должен сопровождаться генерацией тепла и подробно будет охарактеризован ниже.

Другой важный с энергетической точки зрения процесс – процесс девитрификации 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 (Зверев, Поляк 1970; Зверев, 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. Подходя с термодинамических позиций, можно думать, что именно в верхних частях гидротермальных систем должны идти процессы, генерирующие тепло. Кроме указанных выше 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, комплексобразование, конденсация летучих в слабо проницаемых породах и др.

К сожалению, в настоящее время мы не можем достаточно надежно оценить энергетический эффект большинства из этих процессов либо в силу отсутствия термодинамических данных, либо в силу неопределенности хода процесса. Так, рассматривая кристаллизацию минералов из раствора, мы знаем только конечное состояние; отсутствуют данные о составе и минерализации глубинного раствора перед смешением с поверхностными водами. Оценивая гидролиз, мы сталкиваемся с отсутствием термодинамических данных для высоких температур, то же относится и к процессам комплексобразования.

Приведем один из примеров. Процесс растворения таких газов, как HCl (490 кал/г), HF (723 кал/г), CO₂ (97 кал/г), H₂ (135 кал/г), NH₃ (73 кал/г), считающихся магматическими, характеризуется при стандартных условиях высоким экзотермическим эффектом. Однако мы не можем оценить его величину при высоких, порядка 700°C, температурах вследствие отсутствия надежных термодинамических данных.

С учетом возникающих трудностей и при сравнении имеющихся (хотя и неполных) данных по энергетическому эффекту 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 выше процессов, оценка роли которых в данной работе не приводится по указанным причинам.

Эти данные, а также представления о строении гидросферы, основанные на схеме гидрофизической зональности, явились предпосылкой для проведения исследований в районах современного вулканизма. Решение задачи потребовало применения комплекса методов, дающих основание для термодинамических расчетов. Проблему генерации тепла при геохимических процессах чаще всего рассматривали с той или иной степенью отвлеченности от природной обстановки минералообразования, без учета конкретной минералогической зональности, интенсивности гидротермальных преобразований, изменения с глубиной теплового поля, а также гидрохимических и термодинамических параметров.

Автор проводил исследования в высокотемпературных гидротермальных системах Курило-Камчатского региона – Паужетской и Узон-Гейзерной на Камчатке, вулкана Менделеева на о-ве Кунашир. Приводятся сведения по аналогичным зарубежным объектам, а также по минералогической зональности измененных пород областей недавней и древней активности. Привлечение такого рода сведений вызвано необходимостью экстраполяции характера минералогических изменений пород на глубину. На основании геологических, гидрохимических, минералогических, геотермических и экспериментальных данных производится оценка теплового эффекта гидротермального изменения пород и сравнение его с кондуктивными и конвективными тепловыми потерями исследуемых областей.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД В ОЧАГАХ РАЗГРУЗКИ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ

Методы исследования гидротермального изменения пород целиком обусловлены необходимостью получения данных, применяемых в дальнейшем для характеристики процесса с количественной стороны. Нами применялись 4 группы методов: расчетные, экспериментальное моделирование природных процессов, аналитические и полевые.

Расчетные методы преследуют цель энергетической оценки различных реакций гидротермального преобразования пород. Расчет тепловых эффектов ведется по стандартным термодинамическим потенциалам.

Экспериментальный метод применен для установления степени соответствия полученных материалов с природными ассоциациями и расчета 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.

Полевые методы включают: 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.

Данные, полученные полевыми и аналитическими методами, служат основной базой для других, перечисленных выше групп методов.

ПОЛЕВЫЕ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследования были участки наиболее интенсивно измененных пород в областях разгрузки гидротерм. Исследования преследовали цель – выяснить масштабы гидротермально измененных пород, геологических, геохимических и термодинамических условий минералообразования.

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

2. Бурение мелких скважин производилось с целью отбора образцов для последующего минералогического анализа с отжатием поровых растворов и термометрии по их стволам. 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 помешалась на выход паровой струи).

3. 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 пропусклся в течение 15–20 мин). Также отбирались пробы на спектральный анализ.

4. Потенциометрия растворов проводилась платиновым и стеклянным электродами в комплекте с переносным потенциометром ППМ–3М. Величины Eh–pH

свободно разгружающихся растворов замерялись в ячейке, изготовленной из фторопласта. Ячейка позволяет избавиться от влияния внешней среды.

Потенциометрия поровых растворов проводилась двумя путями: а) отжима-лись поровые растворы; б) замерялись величины $pH-E_h$ прямо на месте без отбора образца. Электрод помещался в специальную капсулу из фторопласта с продольными прорезями. Внутри капсулы помещался целлофан; в зазор между целлофаном и электродом заливалась дистиллированная вода. После двух-трех суток при температуре $50^{\circ}C$ и двух суток при более высокой температуре делались замеры.

Потенциометрия диализных растворов: диализные ячейки зарывались на глубину от 20 до 70 см и выстаивались трое суток до установления равновесия. Замеры величин E_h-pH снимались на месте. Раствор извлекался и консервировался для проведения химических анализов в стационарных условиях.

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 вносилась поправка ($0,0365$ см/м) на сопротивление соединительных проводов.

Замеры тепловых потоков осуществлялись датчиками конструкции ИТТФ АН УССР, представленным О.А.Герашенко. Принцип их действия основан на возникновении термо-Э.Д.С. вследствие перепада температур на плоскостях датчика.

Датчик представляет круглую пластину диаметром 50-70 мм и толщиной 5 мм, в которую вмонтированы 3000-7000 последовательно соединенных медь-константановых термопар.

Датчики работают в комплекте с компенсирующим потенциометром марки ПП-68 или с тем же потенциометром и гальванометром марки ГК. Показания приборов по калибровочным таблицам пересчитывались на единицы теплового потока ($Вт/м^2$; $кал/см^2 \cdot с$). Точность измерения с потенциометром до $0,5$ мВ.

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 [$10-20$ $мккал/см^2 \cdot с$] датчики должны выстаиваться не менее 1 сут, при высоких [> 100 $мккал/(см^2 \cdot с)$] - 4-5 ч. Минимальная глубина установки датчиков была 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 одного градуса. Поскольку нами измерения велись днем, то амплитуда колебаний была меньше, а в областях непосредственной разгрузки гидротерм не проявлялась вообще.

Кондуктивный тепловой поток измерялся одним датчиком. Для этой цели выбирается 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 задвигается горизонтально в стенку шурфика, как показано на рис. 2, IIа. Затем шурфик зарывают и слегка утрамбовывают почву над ним.

Измерение величины и направления вектора теплового потока производится двумя перпендикулярными друг к другу датчиками, установленными, как показано на рис. 2, Iа, Iб. Нами такие измерения велись на активных площадках. Сущность метода состоит в том, что датчики, установленные таким образом, фиксируют величины горизонтальной и вертикальной составляющей потока. Решение прямоугольного треугольника дает возможность определить как величину вектора теплового потока, так и его направление.

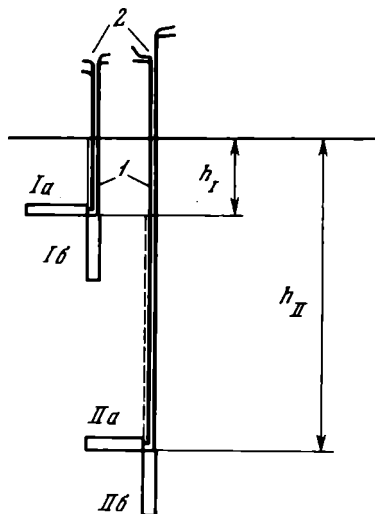
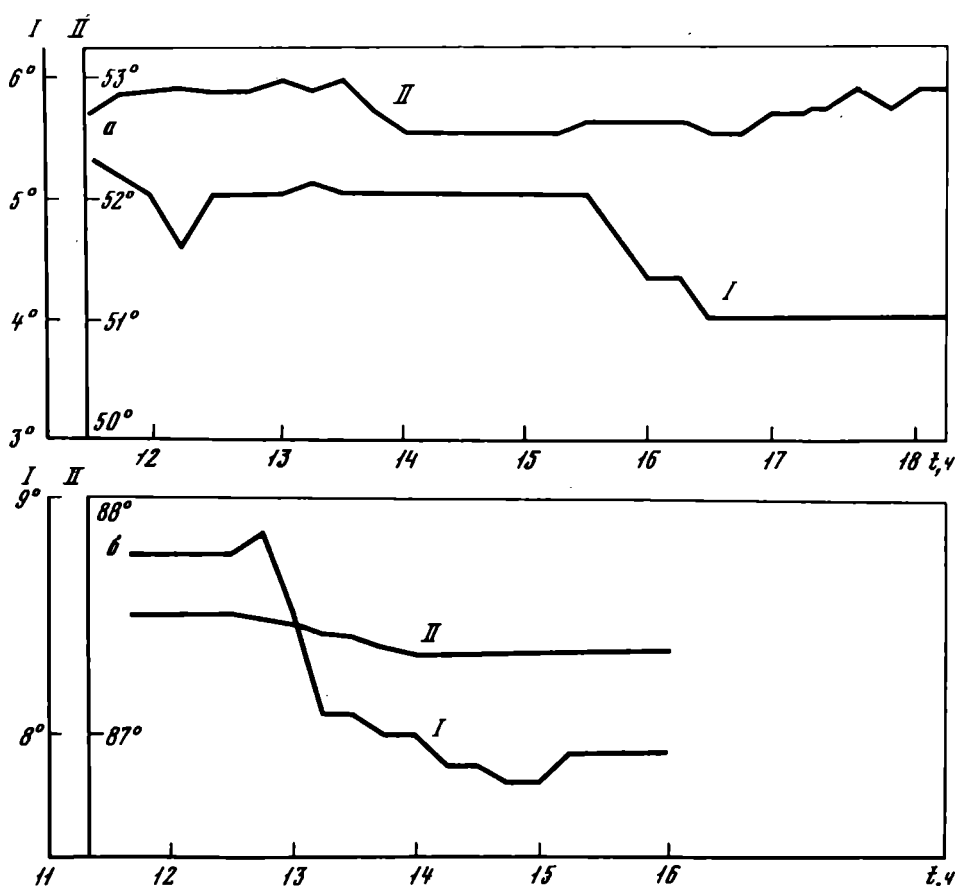


Рис. 2. Схема установки тепломеров
 1 - тепломеры; 2 - выводы контактов тепломеров; Ia, Ib, IIa, IIb - варианты установки тепломеров; h_I и h_{II} - глубины установки датчиков (~30 и ~100 см соответственно); пунктиром изображена стенка шурфа

Рис. 3. Изменение вектора угла наклона теплового потока к вертикали на активных площадях



Примеры такого рода расчетов, сделанных по наблюдениям в Долине Гейзеров и кальдере Узон (Камчатка), приведены на рис. 3. Из рисунка видно, что величина вектора не зависит от его наклона. Отсчеты снимались нами через 15 мин, что позволяет следить за динамикой теплового потока.

Вычисление энергии фазовых переходов в слое между датчиками осуществляется путем вычитания из разности тепловых потоков верхних (q_B) и нижних датчиков (q_H) кондуктивного теплового потока (q_λ). Для этого перед снятием датчиков замеряют температуры на уровнях их установки, а из слоя между

ними отбирается и парафинируется образец для лабораторного изучения коэффициента теплопроводности λ ; кондуктивный поток вычисляется как произведение градиента температуры на коэффициент теплопроводности.

Могут быть встречены 3 случая:

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

$$q_{\text{фаз, пер}} = q_H - q_B - q_\lambda;$$

2) $q_H - q_B < 0$, что свидетельствует о конденсации пара и

$$q_{\text{фаз, пер}} = q_H - q_B + q_\lambda;$$

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

Поскольку определена интенсивность фазовых переходов, то путем деления ее на скрытую теплоту фазовых переходов воды при данной температуре (Q_f) можно оценить удельное количество конденсата (см рис. 25). Динамика выноса тепла при рассредоточенном парении может изучаться с привлечением дополнительного оборудования. Для этого необходимо изменение модуля парения.

Определение модуля парения осуществляется с помощью конуса Аверьева, представляющего собой цилиндр с коническим дном, который устанавливается на ровную площадку над шурфиком и заполняется водой или снегом. Конденсирующийся пар стекает в емкость. Зная площадь цилиндра S , массу конденсата m и время τ , в течение которого происходила конденсация, рассчитываем модуль парения: $M = m / S \tau$ г/(м²·с). Умножая модуль парения на скрытую теплоту парообразования q , получим удельное тепло конденсации:

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

Следует иметь в виду, что это средний вынос тепла за время замера. По графику изменения теплового потока в верхних датчиках находим среднее за этот отрезок времени и из этой величины вычитаем кондуктивный поток q_λ и Q , получая

$$q_H - q_B - Q = q'.$$

Величина q' характеризует тепло конденсации в слое между верхними датчиками и поверхностью. Считая ее постоянной, преобразуем выражение к виду $q'_H - q'_\lambda = Q'$, по которому можно определить теплоту рассредоточенного парения Q' в любой момент времени τ .

Измерение кондуктивного теплового потока велось 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 необходим для получения фактических данных по интенсивности и характеру изменения пород в гидротермальном процессе. Применялись общепринятые 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. Подготовка к анализу тонкодисперсной фракции велась по методике, описанной М.А. Ратевым (1957). Химический анализ твердой и жидкой фаз (поровые растворы отжимались в полевых условиях) проводился общепринятыми методами¹.

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

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 Н.А. Козыриным (ВНИИСИМС) в лабораторных автоклавах (рис. 4). 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.

Данные по скорости растворения пород отсутствуют, но они необходимы для поставленной нами конечной цели.

Известны опыты по растворению полевых шпатов в водно-щелочных растворах (Орвилл, 1963). Равновесие в этих экспериментах наступало через трое-четыре суток, т.е. коэффициент скорости реакции $3 \cdot 10^{-6} 1/с$ с точностью до одного порядка. В переводе на минерализацию растворов скорость будет равна $10^{-9} - 10^{-10} г/(см^3 \cdot с)$.

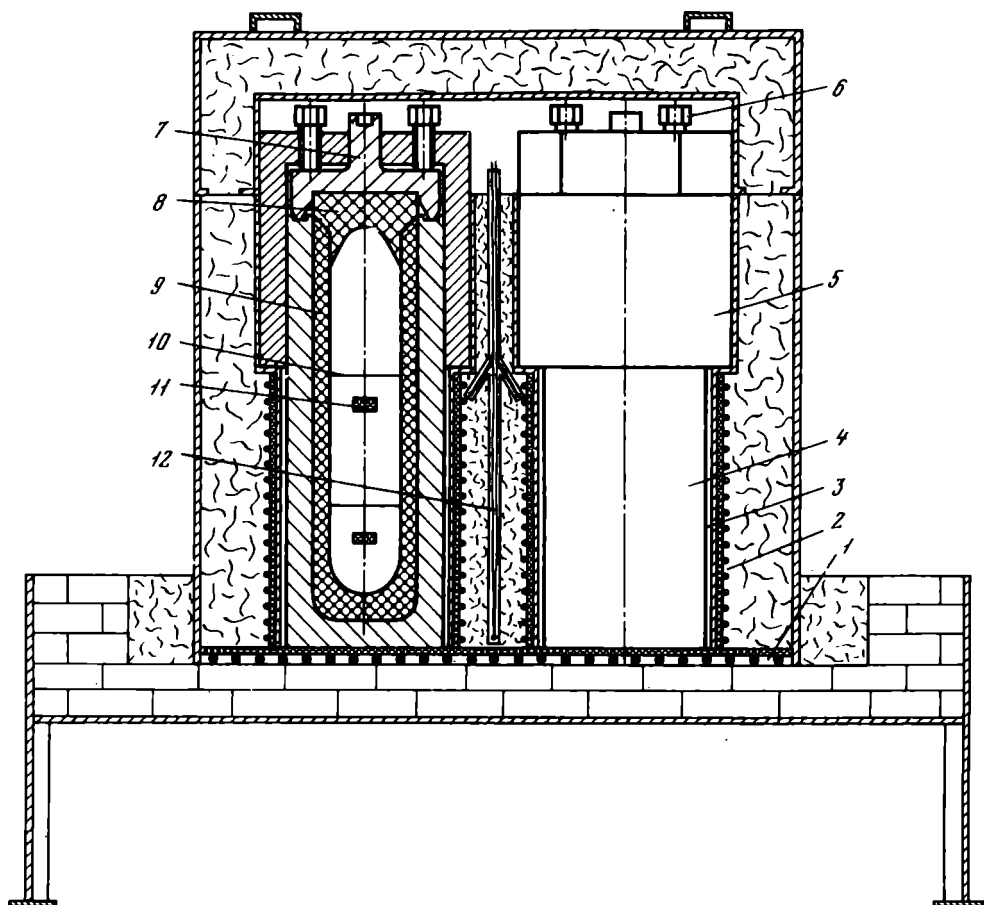


Рис. 4. Лабораторный автоклав

1 – нижняя обмотка печи; 2 – то же, боковая; 3 – обечайка электропечи; 4 – корпус автоклава; 5 – гайка накидная; 6 – болт упорный; 7 – пробка автоклава; 8 – пробка вкладыша; 9 – корпус вкладыша; 10 – стержень; 11 – образец; 12 – термопара

Н.И. Хитаров (1957) исследовал образование гидротермальных растворов при взаимодействии воды с гранитом. В этих опытах им было показано, что добавка в исходный раствор некоторого количества щелочи значительно повышает его растворяющую способность. Растворимость обсидиана ранее не изучалась, хотя эти породы широко распространены в районах современного вулканизма.

Для изучения растворимости обсидиана в зависимости от температуры, состава, концентрации исходного раствора и времени взаимодействия растворов с породой нами были проведены опыты при температурах 100–400°C и давлении 350 кгс/см². Продолжительность опытов менялась от 3 до 30 сут. Были использованы кислые растворы (HCl и H₂SO₄), дистиллированная вода и щелочные растворы. В качестве щелочных растворов использованы 0,01; 0,1; 0,2; 0,5; 1 и 2 М растворы NaOH и 0,01; 0,1 и 1,0 М растворы KOH. Для изучения был взят образец, раздробленный и растертый до фракции 0,1–0,15 мм. Вулканическое стекло имеет следующий состав (вес.%): SiO₂ – 75,56; TiO₂ – 0,14; Al₂O₃ – 13,24; Fe₂O₃ – 0,17; FeO – 0,47; MnO – 0,08; MgO – 0,22; CaO – 0,74; Na₂O – 4,28; K₂O – 4,52; H₂O – 0,27; H₂O⁺ – 0,25; сумма 99,94. Анализ проведен Н.Г. Воронковой.

Взаимодействие растворов с вулканическим стеклом осуществлялось в автоклавах из жаропрочного устойчивого к коррозии сплава (см. рис. 6). Для опытов с кислыми и нейтральными растворами внутренняя полость автоклава футеровалась фторопластом, а опыты со щелочными растворами велись в нефутерованном автоклаве. В последнем случае внутренние стенки автоклава предварительно обрабатывали по высокому классу чистоты и пассивировали силикатно-щелочными растворами. Навески обсидиана, однородного по структуре, на 97–98% состоящего из стекла, и 2–3% кристаллов плагиоклаза и биотита размером 0,01 мм помещались в автоклав на плоской чашке с отверстиями 0,1 мм из фторопласта или нержавеющей стали. Соотношение твердой и жидкой фаз во всех опытах было постоянным. Нагрев автоклавов осуществлялся в электропечах с алюминиевыми термоблоками. Точность измерения и регулирования температуры во время опыта составляла ±5°C, давление в автоклавах оценивали по температуре и величине коэффициента заполнения с точностью 35–40 атм.

После опыта автоклавы охлаждали в холодной воде и вскрывали. Растворы фильтровали, измеряли pH и анализировали. В растворах определяли содержание кремнезема весовым методом, глинозема – колориметрически, щелочные и щелочно-земельные окислы – фотометрией пламени. Содержание окислов железа не определялось ввиду того, что на него в растворе могло влиять железо из корпуса автоклава. Было установлено, что щелочноземельные окислы переходят в раствор в чрезвычайно малых количествах (последние тысячные доли процента), поэтому их изменение в растворе не рассматривается.

Опыты по взаимодействию липарита и базальта с 1-, 2- и 6-нормальными растворами соляной и серной кислот проводились при температуре 285°C и давлении около 200 атм.

При выборе данных параметров эксперимента мы исходили прежде всего из того, что они в общем соответствуют природным условиям. Так, например, по данным Д.Е. Уайта, Е.Т. Андерсона, Д.Е. Груббса (1965), в буровой скважине Вайотапу (Новая Зеландия) на глубине около 1 км зарегистрирована температура 295°C (давление на этих глубинах составляет, по видимому, свыше 100 атм). Температура порядка 390°C (на глубине 2200 м, Солтон-Си, США) относится к наиболее высоким температурам, отмеченным в областях развития горячих источников.

С другой стороны, при температурах 285°C и сравнительно невысоких давлениях мы смогли проводить достаточной продолжительности опыты (10 сут и более) в автоклавах, футерованных фторопластом, не используя дорогостоящей платины. Опыты показали, что фторопласт марки 4Б вполне устойчив в 1-, 2-нормальных растворах HCl, менее устойчив в 6-нормальных растворах

HCl, а также в сернокислых растворах. В последних происходит частичное восстановление иона SO_4^{--} до сероводорода.

Образцы липарата и базальта в виде обломков размером 0,5–1 или 10–20 мм помещались во фторопластовый стаканчик, который подвешивался в верхней части автоклава над зеркалом раствора. Вес образцов изучаемых пород составлял 3–5 г, а объемы растворов, заливаемых в автоклавы, равнялись 110–120 см³.

Температура определялась наружными хромель–алюмелевыми термopарами, а давление оценивалось по коэффициенту заполнения. При этом температура в течение опыта регулировалась с помощью автоматического регулирующего потенциометра типа ПСР.

Взаимодействие пород со щелочными растворами

Наиболее детально изучена растворимость обсидиана в щелочных растворах. Опыты продолжительностью до 14 сут проводили при температурах 100, 200, 300 и 400°C. В результате этой серии опытов, как видно из табл. 4, было установлено, что количество растворенных окислов увеличивается с повышением концентрации NaOH в исходном растворе и ростом температуры до 300°C. При 400°C отмечается понижение растворимости, pH растворов понижается. Растворение обсидиана в щелочных растворах в большинстве случаев осложняется процессами минералообразования.

Влияние на растворимость обсидиана продолжительности воздействия рассматривалось в серии опытов при 300°C. Условия и результаты этой серии опытов приведены в табл. 5. Максимальное содержание окислов в растворе при взаимодействии 0,5М раствора NaOH при 300°C было достигнуто на 30-е сутки. Увеличение продолжительности взаимодействия со стеклом привело к значительному понижению концентрации окислов в растворе; последний факт объясняется интенсивным минералообразованием. Как и в 3-суточных опытах, образующиеся растворы являются существенно кремненатриевыми.

Таблица 4

Условия опытов и состав щелочных растворов до и после взаимодействия с обсидианом (P = 350 атм)

Номер опыта	Концентрация NaOH, моль/л	pH раствора		Химический состав раствора после взаимодействия, г/л				
		до опыта	после опыта	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма окислов
1	0,01	12,36	11,05	<u>0,06</u> 0,16	<u>0,011</u> 0,04	<u>0,17</u> 0,29	<u>0,006</u> 0,012	<u>0,26</u> 0,50
2	0,1	13,07	12,1	<u>0,52</u> 0,42	<u>0,05</u> 0,11	<u>2,49</u> 2,42	<u>0,06</u> 0,012	<u>3,12</u> 2,96
3	0,2	13,23	13	<u>1,34</u> 0,63	<u>0,12</u> 0,117	<u>4,98</u> 5,12	<u>0,06</u> 0,05	<u>6,5</u> 5,91
4	0,5	13,31	12,12	<u>2,21</u> 2,62	<u>0,16</u> 0,115	<u>12,96</u> 14,25	<u>0,25</u> 0,23	<u>15,58</u> 17,21
5	1	13,43	13,05	<u>3,08</u> 2,67	<u>0,22</u> 0,22	<u>24,95</u> 26,96	<u>0,91</u> 0,23	<u>29,88</u> 30,08
6	2	13,56	13,15	<u>2,91</u> 2,89	<u>0,26</u> 0,25	<u>46,03</u> 51,6	<u>0,49</u> 0,55	<u>49,69</u> 55,29

Таблица 4 (окончание)

Номер опыта	Концентрация NaOH, моль/л	pH раствора		Химический состав раствора после взаимодействия, г/л				
		до опыта	после опыта	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма окислов
7	0,01	12,34	11,35	0,07	0,02	0,33	Не обн.	0,42
8	0,1	13,05	12,45	2,25	0,006	2,56	0,14	5,01
9	0,2	13,23	12,9	2,9	0,004	5,05	0,18	8,17
10	0,5	13,31	13,05	3,84	0,22	12,8	0,25	17,11
11	1	13,43	13,08	4,38	0,25	26,44	0,36	31,43
12	2	13,56	13,36	5,82	0,37	48,25	0,77	55,21
13	0,01	12,44	8,9	0,26	0,082	0,34	0,07	0,75
14	0,1	13,07	11,45	0,84	0,07	2,52	0,84	4,25
15	0,2	13,23	11,67	2,53	0,02	5,13	0,31	7,99
16	0,5	13,31	12	2,4	0,15	19,67	0,41	22,63
17	1	13,43	12,3	2,86	0,31	25,87	0,53	29,57
18	2	13,56	12,25	4,35	0,36	26,78	0,75	31,49
19	0,01	12,35	8,89	1,41	0,01	0,31	0,02	1,75
20	0,1	13,05	10,84	3,07	0,01	4,63	0,37	8,08
21	0,2	13,23	12,09	7,85	0,006	6,3	0,8	14,96
22	0,5	13,31	10,05	9,65	0,125	17,7	0,87	28,34
23	1	13,43	12,29	10,35	0,21	39,45	1,83	51,84
24	2	13,56	12,90	10,3	0,38	43	1,42	55,1
25	0,01	12,36	8,62	1,02	Не обн.	12	0,016	1,15
26	0,1	13,07	12,71	2,02		2,1	0,37	4,49
27	0,2	13,23	10,95	2,24	0,019	3,37	0,77	6,4
28	0,5	13,31	12,75	4	0,135	11,1	0,65	15,88
29	1	13,43	13	7,14	0,158	25,92	0,89	34,2
30	2	13,56	13,05	7,5	0,25	46,17	1,2	55,12

Примечание. В числителе дроби – содержание окислов в растворе до взаимодействия с обсидианом; в знаменателе – то же после взаимодействия с обсидианом. Продолжительность опытов 7–12 равна 14 сут, опытов 13–30 – 3 сут. Температура опытов 1–12 равна 100°C; 13–18 – 200°C; 19–24 – 300°C и 25–30 – 400°C.

Таблица 5

Результаты взаимодействия водных растворов NaOH с обсидианом при 300°C (P = 350 атм, 0,5 М NaOH)

Продолжительность опыта, ч	Содержание в растворе, г/л					pH
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма окислов	
72	9,65	0,125	17,7	0,87	28,34	10,5
216	18,7	0,06	18,57	1,26	38,59	12,09
408	23,9	0,017	15,68	1,39	40,99	11,99
720	91,6	0,22	48,27	3,84	143,93	12,01
864	10,7	0,008	10,8	1,44	22,948	12,5

Таблица 6

Содержание окислов в растворах NaOH и KOH после

Молярная концентрация щелочи в исходном растворе, моль/л	Содержание окислов в растворе, г/л				
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма окислов
Продолжительность опыта 72 ч					
0,01 NaOH	0,26	0,082	0,34	0,07	0,75
0,1 NaOH	0,84	0,07	2,52	0,84	4,27
1 NaOH	2,86	0,31	25,87	0,53	29,57
0,01 KOH	0,23	0,001	0,25	0,27	1,66
0,1 KOH	0,92	0,208	0,95	5,3	3,3
1 KOH	1,3	0,28	1,05	2,61	59,39

Таблица 7

Химический состав твердого остатка после взаимодействия обсидиана

Концентрация исходного рас- твора моль/л	Содержание окислов в твердом остатке, %			
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO
Продолжительность опыта 3 сут.				
0,01	68,8	14,2	0,9	1,45
0,1	63,6	18,2	1,45	1,48
0,2	39,6	26,2	3,17	1,35
1	33,8	19,1	3,02	1,51
Продолжительность опыта 36 сут.				
0,2	62,66	14,07	7,19	1,04

В третьей серии опытов было рассмотрено растворение обсидиана в натриевых и калиевых гидроокисных растворах при температуре 200°C (табл. 6). Первично щелочные растворы KOH и NaOH после опыта становятся существенно кремнещелочными. Из анализов видно, что натриевые исходные растворы способствуют выносу из стекла калия, а калиевые – натрия. Количества перешедших в раствор окислов сопоставимы. В 36-суточных опытах количество глинозема ниже, чем в растворах из 3-суточных опытов. Таким образом, в щелочных растворах обсидиан наиболее растворим. Процесс растворения вулканического стекла сопровождается минералообразованием. Образующийся раствор щелочно-кремниевый; pH растворов понижается.

Химический анализ твердого остатка показывает, что состав обсидиана после воздействия на него водно-щелочного раствора изменяется в основном за счет SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O (табл. 7). В твердом остатке накапливаются алюминий, железо, магний, кальций и натрий (в натриевых растворах) и выносятся в раствор кремнезем и калий. В твердом остатке увеличивается количество летучих, прежде всего за счет воды. Увеличение продолжительности взаимодействия приводит к изменению соотношения окислов между раствором и твердой фазой, так как значительная часть растворенных окислов выпадает в твердый остаток в виде минералов: анальцим, цеолит (400°C), хлорит и кварц (при меньшей температуре). Анализ соотношения окислов в твердой фазе подтверждает инконгруэнтное изменение обсидиана в водно-щелочных растворах.

взаимодействия с обсидианом ($P = 350$ атм, $T = 200^{\circ}\text{C}$)

Молярная концентрация щелочи в исходном растворе, моль/л	Содержание окислов в растворе, г/л				
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	H K ₂ O	Сумма окислов
Продолжительность опыта 864 ч					
0,1 NaOH	0,352	0,0007	0,677	0,64	1,66
0,1 NaOH	4,793	0,0007	2,38	1,13	8,3
1 NaOH	17,203	0,135	39,17	2,887	59,395
0,01 КОН	3,013	0,0004	1,12	2,11	6,24
0,1 КОН	4,598	0,0014	1,9	5,66	12,15
1 КОН	12,05	0,0056	1,83	28,98	42,86

с водно-щелочным раствором ($T = 300^{\circ}\text{C}$, $P = 350$ атм)

Содержание окислов в твердом остатке, %				
MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Потери при прокаливании	Сумма
Продолжительность опыта 3 сут				
0,29	4,69	3,59	5,5	99,48
0,36	9,45	0,25	5,06	99,85
0,34	18,72	0,66	9,86	100,2
0,43	23,44	0,7	18,2	100,2
Продолжительность опыта 36 сут				
1,33	9,13	3,99	0,14	99,63

Взаимодействие кислых растворов с вулканическими породами

Изучение проводилось на образцах липарита и базальта (обломки размером 0,5–1 или 10–20 мм). Суммарная растворимость пород, по данным химического анализа, сопоставлялась с растворимостью, определенной по потере веса образца. В большинстве случаев результаты этих двух определений находились в удовлетворительном согласии между собой и расхождения не превышали 10–15%. Кроме растворов анализировались исходные породы (липарит и базальт) и их пробы после опытов.

Результаты химических анализов растворов после взаимодействия с образцами липарита и базальта приведены в табл. 8 и 9. Как видно из таблиц, при воздействии кислых растворов на породы в них в значительных количествах переходят Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O и K₂O, причем содержания этих компонентов, как и следовало ожидать, в растворах, взаимодействовавших с базальтами, значительно выше, чем в растворах, взаимодействовавших с липаритами. Содержание кремнезема в кислых растворах сравнительно невелико и практически одинаково как при взаимодействии с кислыми (липариты), так и с основными (базальты) породами. С увеличением концентрации кислоты содержание кремнезема в растворе уменьшается, тогда как содержание Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O в общем увеличивается.

Таблица 8

Химический состав (г/л) водных растворов HCl и H₂SO₄
после взаимодействия с липаритом (T = 285°C, P = 200 атм, 10 сут)

Окислы	HCl			H ₂ SO ₄	
	1N	2N	6N	1N	6N
SiO ₂	0,55	0,52	0,05	0,69	0,29
Al ₂ O ₃	0,9	0,45	1,13	0,64	0,94
Fe ₂ O ₃	0,24	0,3	0,725	0,35	0,675
CaO	0,2	0,043	Не обнаружен	0,17	Не обнаружен
MgO	0,1	0,2	"	0,15	"
Na ₂ O	-	0,37	0,69	0,45	0,71
K ₂ O	-	0,096	0,19	0,12	0,19

Относительно слабый вынос SiO₂ по сравнению с другими компонентами приводит к существенному обогащению породы кремнеземом. Это хорошо видно из анализа проб липарита и базальта после опытов (табл. 10, 11). Относительные весовые содержания кремнезема в образцах липарита, подвергшихся кислотному воздействию, увеличиваются на 3–5%, а в образцах базальта – на 10–20%. Таким образом, эти экспериментальные данные еще раз подтвердили хорошо известные положения, что существенно кремнистые породы (опалиты и др.), широко развитые в районах активного вулканизма, могут образовываться за счет гидротермального воздействия кислых растворов. Еще более инертно, чем кремнезем, ведет себя титан. Как видно из табл. 10 и 11, титан практически полностью остается в породе. Этот факт также хорошо согласуется с полевыми наблюдениями. Весьма интересно поведение щелочей. В исходном липарите и базальте отношение Na₂O/K₂O соответственно равно 1,1 и 3,8, тогда как в кислых растворах, взаимодействовавших с этими породами, оно заметно выше и достигает 3–4 для растворов, взаимодействовавших с липаритом, и 9–10 – для растворов, взаимодействовавших с базальтом. В измененных после опытов липарите и базальте отношение Na₂O/K₂O заметно

Таблица 9

Химический состав (г/л) водных растворов HCl и H₂SO₄
после взаимодействия с базальтом (T = 285°C, P = 200 атм, 10 сут)

Окислы	HCl			H ₂ SO ₄	
	1N	2N	6N	1N	2N
SiO ₂	0,55	0,53	0,24	0,81	0,49
Al ₂ O ₃	1,17	4,03	4,48	1,74	2,72
MgO	0,8	2,1	2,5	0,086	0,79
Fe ₂ O ₃	2,5	2,25	2,5	3	0,75
Na ₂ O	-	0,74	0,84	-	-
K ₂ O	-	0,082	0,086	0,037	0,064

Таблица 10

Химический состав (г/л) проб липарита после взаимодействия с водными растворами HCl или H₂SO₄ (T = 285°C, P = 200 атм, 10 сут)

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	71,75	76,75	74	76,1	74,4	74,8
TiO ₂	0,26	0,27	0,17	0,13	0,3	0,2
Al ₂ O ₃	13,47	11,05	13,7	13,02	13,07	13,8
Fe ₂ O ₃	0,6	0,08	0,9	0,88	0,75	0,7
FeO	0,99	0,67	-	-	-	-
MgO	0,79	0,1	Не обнаружен	Не обнаружен	Не обнаружен	Не обнаружен
CaO	1,47	1,2	1,26	1,75	1,4	1,4
MnO	0,06	0,05	Следы	Следы	0,08	Следы
Na ₂ O	3,52	0,26	2,67	0,65	2,13	0,54
K ₂ O	3,12	0,76	2,66	0,37	2,17	0,36
Потери при прокаливании	3,52	3,37	4,15	6,8	5,25	9,7

Примечание. 1 - исходный липарит; 2-4 - липарит, обработанный соответственно 1-, 2- и 6-нормальной соляной кислотой; 5 и 6 - пробы липарита, обработанные соответственно 1- и 2-нормальной серной кислотой.

Таблица 11

Химический состав (г/л) проб базальта после взаимодействия с водными растворами HCl или H₂SO₄ (T = 285°C, P = 200 атм, 10 сут)

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,3	67,18	68,8	70,55	52,5	63,1
TiO ₂	1,84	2,46	1,2	1,03	1,11	1,18
Al ₂ O ₃	16,96	-	8,63	8,86	10,75	10,22
Fe ₂ O ₃	3,11	0,76	4,03	4,03	2,88	3,22
FeO	7,55	0,43	-	-	-	-
MgO	7,51	0,89	3,63	3,63	3,41	2,82
CaO	8,96	0,67	3,92	3,92	8,41	5,61
MnO	0,24	Не обнаружен	0,11	0,14	0,11	0,8
Na ₂ O	3,58	0,23	1,7	1,7	1,8	2,01
K ₂ O	0,95	0,11	0,92	0,92	0,85	1,06
Потери при прокаливании	0,83	9,38	6,95	16,95	13,5	10,25

Примечание. 1 - исходный базальт; 2-4 - пробы после обработки соответственно в 1-, 2- и 6-нормальных растворах HCl; 5 и 6 - пробы базальта, обработанные соответственно в 1- и 2-нормальных растворах H₂SO₄.

уменьшается по сравнению с исходным и составляет от 0,3 до 1 в липарите и 2–2,5 в базальте. Эти данные находятся в хорошем согласии с наблюдениями вулканологов и петрографов, в соответствии с которыми воздействие кислых растворов на породы приводит к их относительному обогащению калием с образованием глинистых минералов.

Интересно также отметить, что в природных термальных водах поля Вай-ракей (Новая Зеландия) отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ колеблется от 9,5 до 13, т.е. близко к тому, что получено в опытах.

При изучении измененных пород под микроскопом наблюдается пелитизация полевых шпатов. Биотит разлагается с образованием существенно кремнеземистых псевдоморфоз с рентгеноаморфной структурой. Подобного рода изменения претерпевают и другие темноцветные минералы: оливин, пироксен, роговая обманка из базальтов, что связано с выносом железа, кальция и магния.

В двух опытах с базальтом и растворами 2-нормальной серной кислоты и смеси 6-нормальных соляной и серной кислот на поверхности футеровки и образца в большом количестве образовались игольчатые кристаллы гипса. Длина отдельных кристаллов достигает 30, а толщина 1,5 мм. Полученные в опытах образования гипса находятся в согласии с полевыми наблюдениями.

Таким образом, при температурах около 300°C и давлениях порядка первых сотен атмосфер под воздействием кислых концентрированных растворов породы кислого и основного составов претерпевают существенные изменения, выражающиеся в интенсивном выносе Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , в то время как SiO_2 и TiO_2 практически остаются на месте. Этот экспериментальный результат может служить в определенной мере моделью образования вторичных кварцитов.

Взаимодействие дистиллированной воды с вулканогенными породами

Растворение обсидиана в воде изучалось при 100–400°C; результаты этих опытов в г/л при давлении 350 атм приведены ниже:

$t, ^\circ\text{C}$	100	200
SiO_2	0,26	0,3
Al_2O_3	0,0064	0,014
Na_2O	0,4	0,8
K_2O	0,08	0,025

Количество окислов в растворе увеличивается по мере повышения температуры. Основная масса растворенных компонентов представлена окислами натрия и кремнезема. В интервале температур 100–400°C и давлениях до 500 атм переход в раствор Na, Si, K идет медленно, гидратация обсидиана слабая. При повышении давления до 1500 атм растворимость резко увеличивается, наблюдаются новообразования кварца и альбита.

При изучении взаимодействия пластин гранита размером 15·25·45 мм с водой (табл. 12, 13) установлены те же закономерности: в солевом составе образующегося раствора преобладают ионы Na и Si, pH увеличивается. Применение для эксперимента пластин, подвешенных в нижней, верхней и средней частях автоклава, при наличии температурного градиента позволило приблизить условия к природным. Так, стало ясно, что в первое время (20 сут) контакта породы с водой идет ее растворение и лишь затем появляются новообразованные минералы. В нижней, наиболее высокотемпературной части автоклава образовался серицит, а в верхней – отложился кварц. Подобная вертикальная зональность часто встречается в природных условиях.

Таблица 12

Условия опытов по изменению гранита при взаимодействии
с дистиллированной водой

Номер опыта	$t_1, ^\circ\text{C}$	$t_2, ^\circ\text{C}$	$P, \text{кгс/см}^2$	$\tau, \text{г}$	n	m
5	340	300	600	240	10000	3
6	340	300	400	750	10000	3
13	400	380	1000	240	1000	2
41	520	480	3600	14	50	1

Примечание. t_1 – температура внизу рабочей камеры автоклава; t_2 – то же сверху; P – давление воды в автоклаве; τ – продолжительность взаимодействия; n – величина отношения объема жидкой фазы к твердой; m – число участков автоклава, в которые помещены образцы.

Таблица 13

Состав раствора после взаимодействия гранита с дистиллированной водой

Номер опыта	Количество окислов, г/л				pH растворов после опыта
	SiO_2	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	
5	0,9	$0,44 \cdot 10^{-3}$	0,42	Не обнаружен	7,56
6	0,15	$0,1 \cdot 10^{-3}$	0,43	То же	7,2
13	0,27	$0,15 \cdot 10^{-3}$	0,39	"	7,35
41	1,1	Следы	0,4	"	7,3

Кроме того, уменьшая продолжительность опыта и величину отношения объема жидкой фазы к объему твердой, можно достигнуть одинаковой интенсивности изменений породы, увеличивая температуру и давление. Следовательно, применительно к природным условиям, видимо, можно говорить о стимулирующей роли термодинамических условий на характер и скорость химических реакций.

Обсуждение результатов

В кислых растворах HCl и H_2SO_4 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 глинозем. В этих опытах в раствор переходят щелочные окислы. В случае кислых и нейтральных растворов мы имеем реакцию гидролиза. В результате гидролитического замещения $\text{Me}^+ \rightleftharpoons \text{H}^+$ стекло обогащается водородом (H^+), а раствор – ионами Na , K (Me^+). Обогащение раствора щелочами увеличивает его растворяющую способность по отношению к SiO_2 . 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 неконгруэнтным.

В опытах со щелочными растворами, в отличие от кислых, растворение осложняется минералообразованием. В результате опытов образуются существенно кремнещелочные 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 устойчивые, 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. Развитие минералообразования в них приводит к отложению водных алюмосиликатов и глинистых минералов. Повышение температуры опытов и их продолжительности увеличивают 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 выше, 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 кремнелитиевый 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.И. 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).

Перечисленные исследователи 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 сут идет растворение кварца и незначительно — полевого шпата. Растворению подвергается слой 1,5–2 мм. В 30-суточных опытах изменению подвергается слой мощностью 2,5–3 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 подвергаются интенсивному растворению (реликты). 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) образуется кварц и альбит. В щелочных растворах (NaOH) при температурах меньше 400°C наблюдаются авальцит и цеолиты, а нефелин и амфиболы преобладают при более высоких температурах. В слабощелочных растворах (0,2N) образуются хлорит и кварц. Обнаруженные в экспериментах минеральные новообразования отвечают возникающим в природе ассоциациям при аргиллизации, окварцевании, альбитизации, серицитизации и цеолитизации, что позволяет перейти к расчету скоростей реакций.

Имеющиеся сведения по кинетике реакций чрезвычайно малочисленны, что создает определенные трудности во временной интерпретации фактического материала, особенно геологического, когда процессы длятся 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 $e^{-E/RT}$ (ккал/моль), где e — основание натурального логарифма; T — абсолютная температура, °K.

В случае реакций между раствором и минералами величина E равна энергии активации, т.е. энергии, необходимой для происхождения такого рода реакций. Впервые уравнение константы скорости реакции было выведено Аррениусом в виде

$$K = ae^{-E/RT},$$

где a — количество структурных единиц, обладающих достаточной энергией, чтобы вступить в реакцию. Величина a сильно колеблется от одной реакции к другой. Так, по данным Мюррея и Уайта (Murrey, White, 1955), значение $\lg a$ при термальной дегидратации глин колеблется от 5,82 до 10,43, т.е. в пределах пяти порядков. Такая неопределенность величины a и энергии активации E , а также гетерогенность природных систем позволяют рассматривать уравнение Аррениуса только как оценочное.

Поскольку в наших экспериментах не велось специального определения величины E , 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:

$$A \xrightleftharpoons[K_2]{K_1} B.$$

Положим, что при растворении вещества A в течение времени t образуется B 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 можно определить скорость ее в любой момент времени. Введем обозначения: x — количество вещества A , прореагировавшее в момент времени t ; a — начальное количество вещества A ; C — концентрация вещества, претерпевающего превращение в момент времени t , тогда

$$-\frac{dC}{dt} = KC; \quad \int_a^a \frac{dC}{C} = \int_0^t K dt.$$

Интегрируя, получаем $\ln a - \ln(a-x) = K(t-0)$ или

$$\ln \frac{a}{a-x} = Kt.$$

Такая реакция, согласно А. Паттону (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:

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

Так как $C = 1$, то константа скорости реакции (по А. Паттону, реакция нулевого порядка) будет равна $K_0 = x/\tau$. Это более простое равенство по сравнению с уравнением Аррениуса использовано нами в дальнейших расчетах.

Для расчетов скоростей реакций нами взяты эксперименты (см. табл. 6, 12), в которых наступило равновесие. Взаимодействия "обсидиан-щелочной раствор" характеризуются скоростями реакций при 100°C в интервале $10^9 - 10^{10}$ г/(см³.с), только переход в раствор K₂O имеет скорость $10^{-10} - 10^{-11}$ г/(см³.с). Повышение температуры до 300–400°C дает увеличение скорости реакций до $5 \cdot 10^{-9}$ г/(см³.с). При взаимодействии липарита с кислотами в субкритической области воды скорости были того же порядка [$3 \cdot 10^{-9}$ г/(см³.с)]. Минимальной скоростью характеризовался вынос кальция и магния $3 \cdot 10^{-10} - 8 \cdot 10^{-11}$ г/(см³.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 аргиллизации.

При взаимодействии кислых растворов с базальтом порядок величин скоростей не меняется ($5 \cdot 10^{-9}$). При взаимодействии гранита с дистиллированной водой в близкритической области при $t = 300^\circ\text{C}$ и $P = 600$ атм скорость реакции была равна $(0,5 - 1) \cdot 10^{-9}$ г/(см³.с); для Al₂O₃ – на 3 порядка меньше. В надкритической области скорость реакции равна $(3-4) \cdot 10^{-10}$ г/(см³.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, какой является 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 раствор-порода 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 (см. табл. 13) 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/(см³.с).

Это на несколько порядков выше рассчитанных нами скоростей перехода в раствор подвижных компонентов.

В одной из серий экспериментов (см. табл. 11) наблюдалось осаждение кристаллов гипса. Скорость этого процесса, согласно расчетам, равна $5,8 \cdot 10^{-6}$ г/с. Скорость осаждения сульфидов свинца и цинка, рассчитанная по экспериментам И.П. Кузьминой (1961), в среднем равна $6 \cdot 10^{-7}$ г/с при 400°C и на порядок выше при 450°C .

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/(см³, 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. Знак минус изобарно-изотермического потенциала реакции ΔZ_p^0 означает, что реакция сдвинута вправо.

Нами вычислялись стандартные изобарно-изотермические потенциалы ΔZ_p^0 , которые равны разности потенциалов продуктов реакции ΔZ_2^0 и веществ, вступающих в реакцию ΔZ_1^0 :

$$\Delta Z_p^0 = \Delta Z_2^0 - \Delta Z_1^0.$$

Тепловой эффект реакции ΔH_p^0 определялся по формуле $\Delta H_p^0 = \Delta H_2^0 - \Delta H_1^0$.

Знак плюс указывает на эндотермичность реакции (поглощение тепла). Тепловой эффект может быть также определен из изобарно-изотермического потенциала: $\Delta H_p^0 = \Delta Z_p^0 - \Delta S_p^0 T$, где ΔS_p^0 — изменение энтропии реакции, $\Delta S_p^0 = \Delta S_2^0 - \Delta S_1^0$; T — абсолютная температура.

Гидротермально измененные породы в областях современного вулканизма занимают большие площади. Изучению их 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 закономерной 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 гидротермальные изменения пород, отмеченные в районах современного вулканизма. Примеры расчета энтальпий и изобарно-изотермических потенциалов некоторых из этих реакций будут приведены в конце раздела.

К этой группе метасоматических процессов относятся аргиллизация, серицитизация, альбитизация, хлоритизация, цеолитизация и пропилитизация. В принципе альбитизация, хлоритизация и цеолитизация могут рассматриваться как единый процесс пропилитизации, 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 алунит, пирит, калиевый полевой шпат и аморфные глины. Как правило, этот процесс идет в приповерхностных частях современных гидротермальных систем на глубинах от n до $n \cdot 10$ м. Обычно зона каолинизации сменяется на глубине зоной монтмориллонитизации, если последняя существует, или же каолиниты сменяются пропилитами.

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

Процесс каолинизации можно представить следующими реакциями¹:



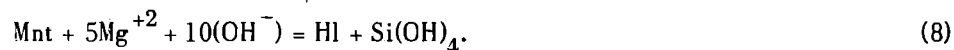
Поскольку обычно резких границ между зонами каолинизации и монтмориллонитизации в природе не наблюдается, то вероятны и переходные реакции:



Образование монтмориллонита по плагиоклазу возможно при следующих реакциях:



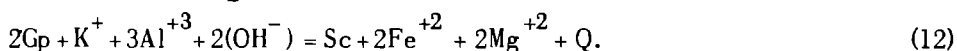
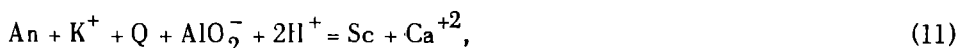
Часто монтмориллонит замещается на глубину серицитом или хлоритом, например в Долине Гейзеров на Камчатке:



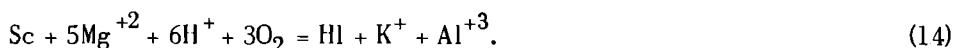
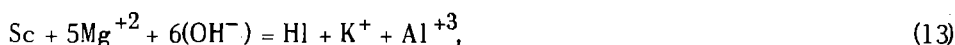
Серицитизация характеризуется появлением ассоциации серицита с кварцем и нередко с пиритом. Развивается серицит чаще всего по плагиоклазу, а иногда и пироксенам (парогидротермальное месторождение Горячий Пляж, о-в Ку-

¹ Принятые сокращения: An – анортит, Ab – альбит, Ka – каолинит, Mnt – монтмориллонит, Sc – серицит, Hl – хлорит, Ort – ортоклаз, Q – кварц, Gr – гиперстен, Bi – биотит, Lm – ломонтит, Anl – анальцит, Gl – гейландит, Ar – эпидот, Klc – клиноцоизит, Lbr – лабрадор, Al – алунит, Kal – кальцит.

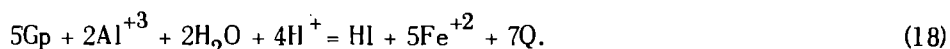
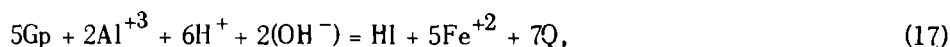
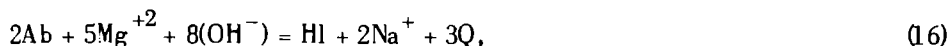
нашир). Реакции идут при температуре от 100 до 200°C, pH=6, в присутствии H_2S и CO_2 :



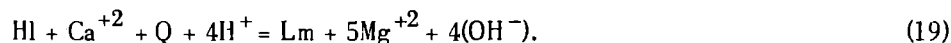
Переходные реакции к нижележащей зоне хлоритизации можно выразить следующими уравнениями:



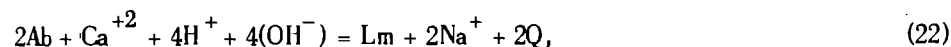
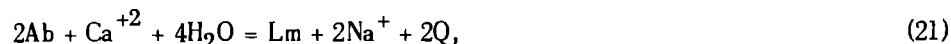
Хлоритизация проявлена ассоциацией хлорита с альбитом, серицитом и реже с эпидотом и карбонатами. Иногда присутствуют хлоритоид, тальк, амфиболы, пирит и пирротин (рудные месторождения). Метасоматозу чаще всего подвергаются слюды и плагиоклазы:



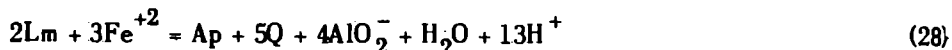
Переходная реакция к зоне цеолитизации выражается уравнением:



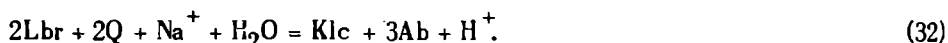
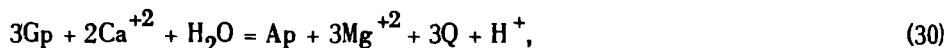
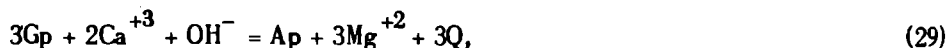
Цеолитизация в областях разгрузки современных гидротерм чаще всего происходит вблизи уровня вскипания их и характеризуется ассоциацией цеолитов с хлоритом, серицитом, кварцем. В зонах разгрузки современных гидротерм большим развитием пользуются цеолиты с низким и средним содержанием SiO_2 , образующиеся по плагиоклазу при pH=5-8 и температуре от 100 до 150°C.



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



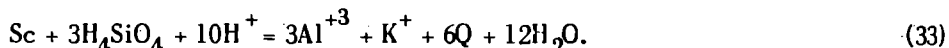
Пропилитизация характеризуется, как правило, ассоциацией минералов цеолитовой, хлоритовой и серицитовой зон. Весьма типичны эпидот, кальцит, иногда цонзит и клиноцонзит. В областях разгрузки современных гидротерм зона пропилитизации самая глубинная из вскрытых бурением. Процессы идут при температурах 70–200°C и pH=6. Укажем лишь некоторые наиболее характерные реакции:



Анионный метасоматоз

К этому типу относятся процессы окварцевания (опализация), алуинитизация, карбонатизация и др.

Окварцевание широко развито в приповерхностных частях современных систем (Власов, Василевский, 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 в приповерхностных условиях, как правило, сопровождается увеличением пористости и происходит при температуре около 100°C, pH=1÷4 в присутствии CO₂. Процесс окварцевания в зоне серицитизации можно представить следующим уравнением:

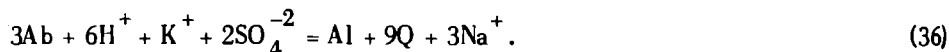


Реакции способствуют повышению температуры, высокая концентрация кремнекислоты и присутствие сильных кислот. Особенность окварцевания в том, что осуществляется вынос катионов, но эквивалентной фиксации водорода нет. Собственно сам процесс – это одна из форм выноса оснований.

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



Алуинитизация развита также в приповерхностных условиях (Узон, вулкан Менделеева). Для развития процесса необходимы высокая активность сульфат-иона, pH=2 и температура ~100°C.



В отличие от процессов окварцевания, при алуинитизации происходят эквивалентная фиксация водорода и накопление алюминия и калия.

Карбонатизация развивается в зоне пропилитизации, а на рудных месторождениях часто бывает самостоятельным процессом. В районах современных гидротермальных систем карбонаты часто замещают серицит и хлорит при температуре 70–100°C и pH=6÷7.

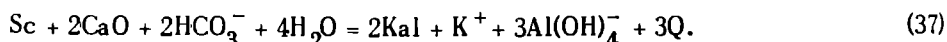


Таблица 14

Схема расчета энергетического эффекта реакции (8)

Вещества, участвующие в реакции	$-\Delta H_{298}^P$	$-\Delta Z_{298}^P$
	ккал/моль	
Продукты:		
HI	1943	1955,2
H ₄ SiO ₄	349,46	313,07
Сумма продуктов	2292,46	2268,27
Реагенты:		
Mnt	364,4	950,4
5Mg ⁺²	110,36	108,81
10(OH ⁻)	54,97	37,69
Сумма реагентов	2065,9	1870,35
Эффект реакции ¹	226,56	397,92

¹ Эффект реакции означает алгебраическую разность энергетических эффектов продуктов и реагентов реакции.

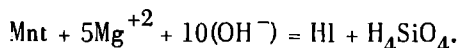
Таблица 15

Термодинамические характеристики реакций гидротермального изменения пород

Номер реакции	$-\Delta H_{298}^0$	$-\Delta Z_{298}^0$	Номер реакции	$-\Delta H_{298}^0$	$-\Delta Z_{298}^0$
	ккал/моль			ккал/моль	
1	73,7	47,6	20	32,77	99,78
2	56,13	47,24	21	-92,42	8,51
3	447,76	381,02	22	-39,22	84,51
4	437	367	23	-1,38	-9,25
5	-350,74	-281,62	24	-2,24	-2,95
6	-359,52	-282,8	25	-581,4	-298,83
7	395,82	305,81	26	-543,2	511,8
8	226,56	397,92	27	-192,8	-171,75
9	28,35	27,17	28	-84,23	-106,49
10	-8,28	17,08	29	-101,41	23,04
11	45,08	33,83	30	-244,57	4,16
12	36,2	62,52	31	-17,83	-76
13	-6,06	39,91	32	-56,49	-85,08
14	148,7	267,6	33	97,56	18,29
15	201,82	230,95	34	4,9	5,01
16	-96,38	142,92	35	33,92	41,87
17	-77,75	92,02	36	62,3	169,46
18	-83,4	64	37	69,26	-
19	114,48	2,89			

Из анализа этой реакции следует, что она будет иметь место в близнейт-
ральных, слабощелочных условиях при высоких концентрациях сильных основа-
ний и углекислоты.

Для расчета тепловых эффектов реакций и изобарно-изотермических потен-
циалов табличные данные брались из справочников (Карпов и др., 1968;
Справочник физических констант горных пород, 1969; Наумов и др., 1971).
В табл. 14 приведен пример расчета реакции (8) из хлоритовой зоны:



По схеме (табл. 14) рассчитаны все приведенные выше реакции. Результа-
ты расчетов отражены в табл. 15. Удельные тепловые эффекты рассчитывались
по формуле $\Delta H = \Delta H_{298}^p / m$, где m – масса вещества, участвующего в реакции.

Так, для реакции (8) имеем

$$\Delta H = -226560/691,79 = -348 \text{ кал/г.}$$

Изменение энергетического эффекта от температуры незначительно и мо-
жет колебаться в зависимости от типа реакции от 4 до 12,5% при участии
газовой фазы. Так, для реакции серпентинизации форстерита при 700°C тепл-
вой эффект увеличивается на 4% (Зверев, 1972), для реакции разложения
кальцита – на 5,5% (Николаев, Доливо-Добровольский, 1961), а при образо-
вании ларнита – на 12,5% (Керн, Вайсброд, 1966). Во всех этих реакциях
участвует углекислый газ. В приведенных нами реакциях газовая фаза не рас-
сматривается, поэтому следует ожидать, что максимальная величина измене-
ния теплового эффекта при температурах, наблюдающихся в современных гидротер-
мальных системах (100–390°C), не превысит 10%. Такое отклонение не из-
менит порядка цифр при расчете суммарного теплового эффекта.

Произведенные расчеты (см. табл. 15) позволяют прийти к заключению,
что реакции, характеризующие близповерхностные зоны (аргиллизацию, оквар-
цевания, алунизацию и др.), должны идти с выделением тепла и на глубину
смениться эндотермическими реакциями. Энергетический эффект реакций того
или другого знака в среднем близок к 100–150 кал/г.

Смена знака реакций с глубиной находится в согласии с принципом Ле-Ша-
телье, поскольку глубинные зоны являются и зонами максимального привноса
тепла, а поверхностные – максимального его выноса.

Таким образом, расчеты тепловых эффектов реакций классическим методом
(при стандартных условиях) дают основание ожидать в природе наличие прин-
ципиально различных зон – приповерхностная зона с экзотермическими реакци-
ями сменяется на глубину зоной с эндотермическим эффектом реакций. Этот
вывод находится в соответствии с известными требованиями законов термоди-
намики.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД В ОЧАГАХ РАЗГРУЗКИ ГИДРОТЕРМ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

Гидротермальные системы Камчатки, по предварительным данным Е.А. Вакина (1968), занимают около 300 км². Вся эта площадь занята гидротермально измененными породами, которые распространяются в глубину на несколько километров.

Цель данной главы – показать на фоне геологических, гидрогеологических и геотермических условий конкретных месторождений гидротерм развитие минералогической зональности и порядок смены зон на глубину, дать оценку конвективного и кондуктивного тепловых потоков 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 (Камчатка) и Горный Пляж (о-в Кунашир), сходные по геологическим и гидрогеологическим условиям, но разные по возрасту; Узон-Гейзерная (Камчатка), сходная с Паужетской по возрасту, но отличающаяся гидрогеологическими условиями (отсутствием мощного верхнего водоупора, совмещением областей питания и разгрузки и др.). Такой выбор объектов преследовал цель – оценить влияние указанных отличий на энергетику гидротермального преобразования пород и тепловой баланс рассмотренных систем.

УЗОН-ГЕЙЗЕРНАЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ СИСТЕМА

Узон-Гейзерная система расположена в Восточной Вулканической зоне Камчатки (рис. 5) и входит в Узон-Семячинский геотермальный район.

Изучению Узон-Гейзерной гидротермальной системы посвящены работы Б.И. Пийпа (1937), Т.И. Устиновой (1945–1955 гг.), С.И. Набоко (1954), В.В. Аверьева (1963), В.И. Кононова (1965), В.В. Аверьева и др. (1971), Г.Ф. Пилипенко (1971), А.В. Раускас (1963) 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 геолого-тектоническом отношении Узон-Гейзерный район представляет собой сопряженные вулcano-тектонические депрессии Большого Семячика и Узона плейстоценового возраста. По данным В.В. Аверьева и др., (1971), формирование Узон-Гейзерной кольцевой структуры связано с мощной вспышкой кислого вулканизма. Указанные авторы в пределах района выделяют три комплекса пород, соответствующие крупным этапам вулканической деятельности.

Первый, докальдерный этап охватывает конец верхнего плиоцена – ранний плейстоцен и характеризуется комплексом пород основного и кислого состава. Толщи кислого состава вскрыты в восточной части Узон-Гейзерной структуры.

Второй, кальдерный этап игнимбритового вулканизма приурочен к среднему – началу верхнего плейстоцена. Комплекс пород, характеризующий этот

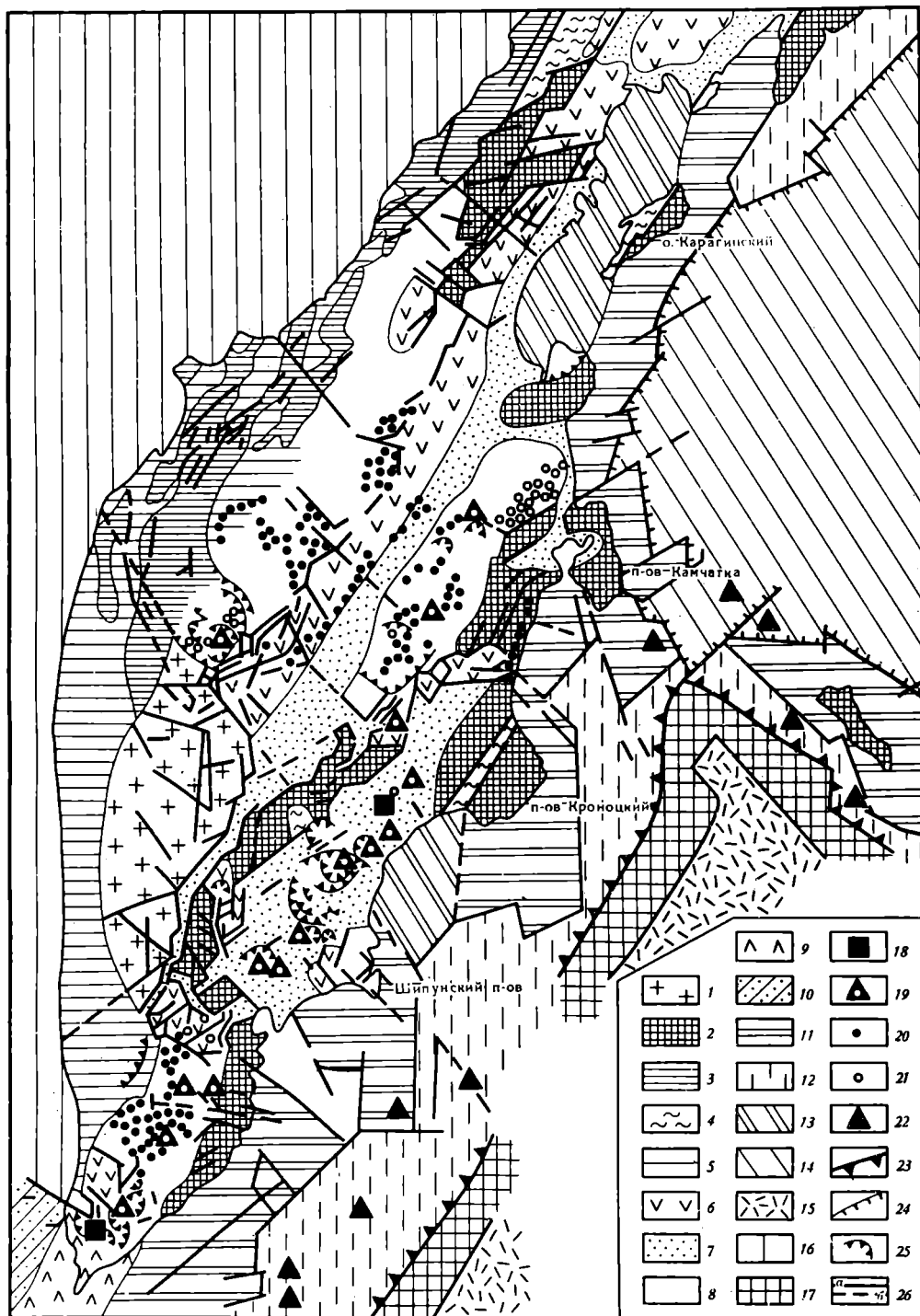


Рис. 5. Схема современной тектоники Камчатки (по "Петрохимии кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции", 1966)

1 - Малкинский свод, заложившийся в палеогене на территории Срединного массива и части геосинклинального трога (C_{T2} - Pg); 2 - горст-антиклинальные поднятия, наследующие положение геосинклинали внешней дуги и активно "живущие" с миоцена; 3 - Тигильско-Паланская система поднятий, сформировавшаяся в плиоцене в осевой части Камчатского тылового прогиба; 4 - участки плиоценовых прогибов, вовлеченные в активное поднятие в чет-

Продолжение подписи к рис. 5.

вертикальное время; 5 – моноклиналь Западной Камчатки – современная платформа на месте бывшего тылового прогиба; 6 – аккумулятивно-тектонические зоны поднятий четвертичного возраста, наследующие положение 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 продолжают 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 – валлообразные 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 – места проведения работ; 19 – стратовулканы и вулканы со сложной постройкой, действующие; 20 – шлаковые конусы и лавовые вулканы, связанные с арعальным вулканизмом; 21 – экструзивные купола регионального типа; 22 – подводные вулканы; 23 – зона глубинного разлома вдоль края океанических желобов; 24 – флексурь коры на стыке океан – континент на участках отсутствия желобов; 25 – вулканотектонические нарушения; 26 – разломы: активно "живущие" (а), пассивные зоны фундамента (б)

этап, представлен сложно построенными покровами игнимбригов и экструзивными куполами, располагающимися по кольцевым разломам. К этому времени приурочено образование кальдеры и всей Узон-Гейзерной депрессии, состоящей из двух сопряженных кольцевых структур. Северо-западная кольцевая структура осложнена образованием более молодой кальдеры, где и проявляется современная гидротермальная деятельность. Размеры Узон-Гейзерной депрессии $9 \times 15 \text{ км}^2$. Сбросовые уступы кольцевых разломов ярко выражены в рельефе.

Третий, посткальдерный этап характеризовался 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 характеризуется отрицательной аномалией силы тяжести в редукции Буге. Аномалия наблюдается на площади $50 \times 45 \text{ км}^2$, глубина центра тяжести, создающего аномалию, 14–18 км, а дефект массы достигает величины $(200-250) \cdot 10^{16} \text{ г}$. Все это дало возможность авторам предполагать наличие в коре магматических очагов кислого состава.

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ КАЛЬДЕРЫ УЗОН

Очаги разгрузки современных гидротерм приурочены к дну кальдеры. Наиболее контрастны проявления гидротермальной деятельности в Центральной Узонской термоаномалии.

Геологические условия

Борта кальдеры сложены породами, соответствующими описанным выше этапам формирования Узон-Гейзерной кольцевой структуры. Дно кальдеры покрыто озерно-кальдерными отложениями, в той или иной степени подвергшимися гидротермальной проработке. По данным Г.Ф. Пилипенко и Л.А. Самойленко (Пилипенко, 1971), северный борт Центральной Узонской аномалии сложен пепловыми туфами (рис. 6), а дно ее – песчано-гравийными туфовыми отложениями.

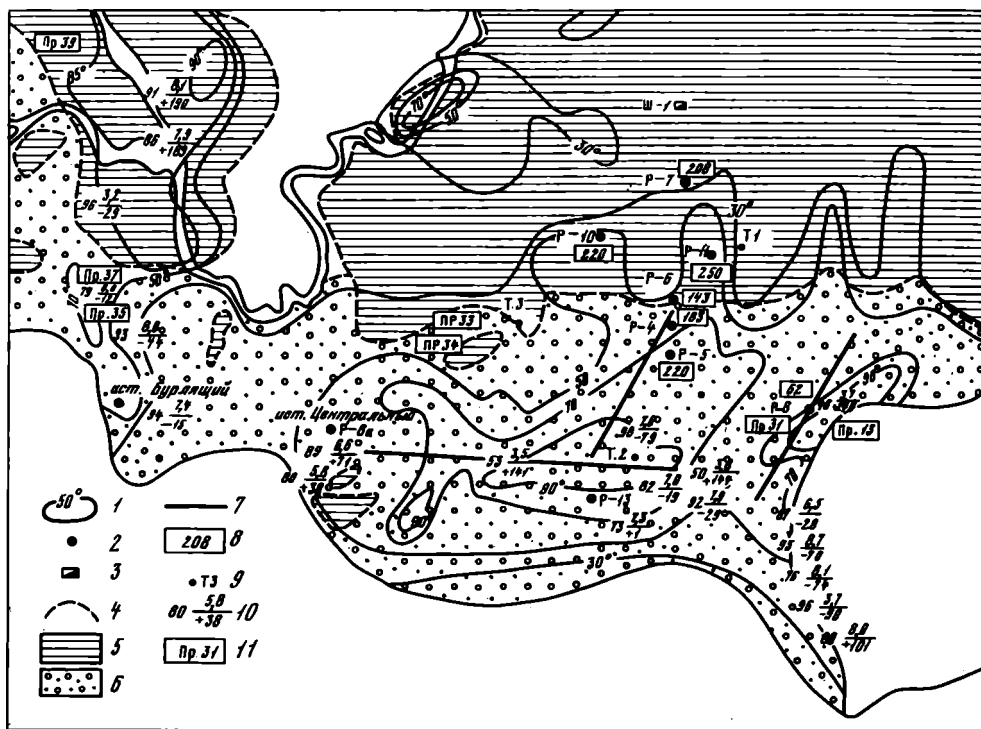


Рис. 6. Схема Центрального поля Узонской термоаномалии (термоизогипсы по Г.Ф. Пилипенко и Л.А. Самойленко, потенциометрия Ю.В. Алехина, Г.А. Карпова, А.И. Зотова)

1 – термоизогипсы на глубине 0,5 м; 2 – скважины; 3 – шурфы; 4 – границы литологических разностей пород; 5 – аргиллизированные пепловые туфы; 6 – песчано-гравийные туфовые отложения; 7 – термовыводящие трещины; 8 – усредненные тепловые потоки по скважинам в мккал/(см²·с); 9 – места установки датчиков теплового потока; 10 – перед дробью температура источника (°С), в числителе дроби – pH, в знаменателе – Eh; 11 – места отбора проб воды

При изучении керна скважин В.А.Ерошев-Шак (Ерошев-Шак и др., 1974) расчленил отложения дна термоаномалии, выделив среди песчано-гравийного материала кальдерный тефرويد, туфо-диатомит и гравелит (см. рис. 12). Мощность озерно-кальдерных отложений, вероятно, 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 по 25–40 м, по данным Г.Ф. Филипенко (1971), приурочены к гидротермальным воронкам взрыва.

Гидрогеологические условия

С гидрогеологической точки зрения описанная структура представляет 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, мощность которых, вероятно, превышает 100 м. Прослой алевролитовых и пелитовых туфов образуют относительный водоупор. Областью пита-

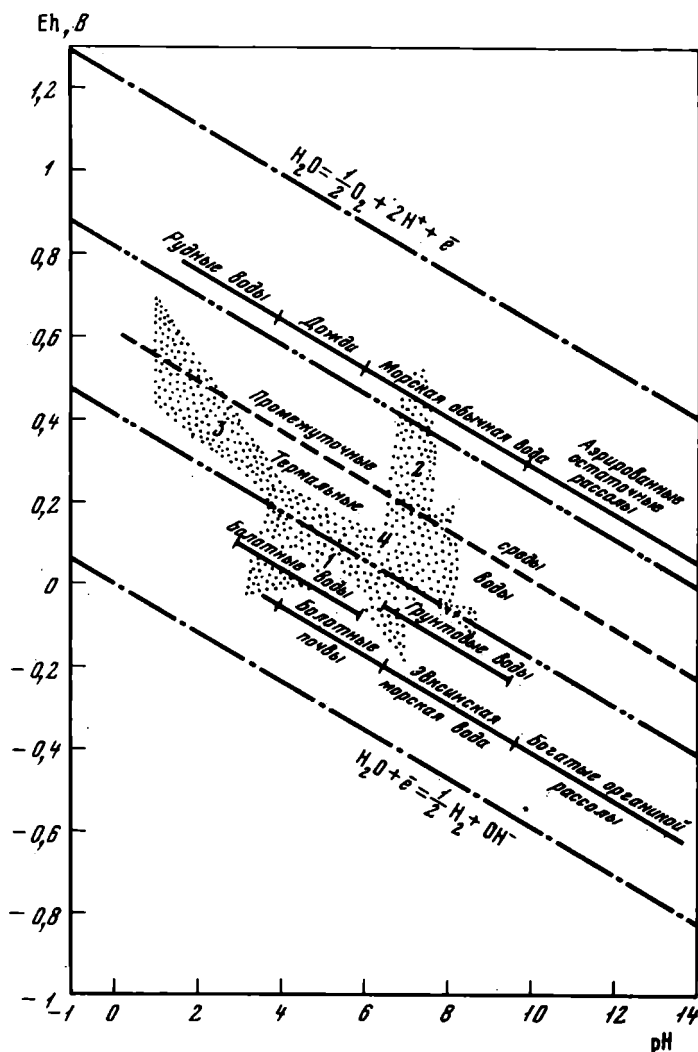


Рис. 7. Eh-pH диаграмма типов вод (на основе Р.М. Гаррелса, 1962)
 1 - узонские термы; 2 - налачевские; 3 - термы о-ва Кунашир; 4 - поровые растворы Долины Гейзеров; крап - поле распространения термальных вод

ния служат обрамление и дно кальдеры; разгрузка происходит преимущественно вдоль кольцевых разломов или секущих их трещин северо-западного, субширотного и северо-восточного направлений.

Формы 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 и 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 гидротерм последние претерпевают фазовые превращения и изменение своего химического состава. Фазовые превращения гидротерм контролируются температурой, проницаемостью вмещающих пород, давлением насыщенного пара. Перечисленные факторы определяют положение уровня приповерхностного вскипания гидротерм и конденсации пара, уровня грунтовых вод и генетически связанных с ними границ подзон зоны аргиллизационной.

Работы последних лет, проведенные Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР (Пилипенко, 1971), дали обширный материал, позволивший 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. Пилипенко 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" (Пилипенко, 1971, с. 238).

Прогрессирующая аргиллизация вмещающих пород приводит к снижению степени их проницаемости. Напорный же характер паро-гидротерм приводит к механическому перемешиванию аргиллизированных пород, образованию камер барбаташии, 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 аргиллизации какого-либо участка термоаномалии. Процесс же активной аргиллизации перемещается вместе с термовыводящими трещинами на участки развития более проницаемых пород. В пределах зоны аргиллизации осуществляется постоянная миграция уровней вскипания, конденсации и грунтовых вод. В целом процесс аргиллизации следует рассматривать динамичным как по латерали, так и в вертикальном разрезе.

Потенциметрия, проведенная сотрудниками ИГЕМ АН СССР Ю.В. Алехиным, А.И. Зотовым и сотрудником Института вулканологии ДВНЦ АН СССР Г.А. Карповым, дает определенные сведения о наличии или отсутствии вблизи источника разрывных тектонических нарушений. Суммированные нами данные (см. рис. 6) показывают, что вблизи трещин окислительно-восстановительный потенциал падает, а в местах насыщения терм сероводородом фиксируется восстановительная обстановка (западная оконечность оз. Хлоридного), здесь же и самые высокие температуры. На диаграмме Eh – pH (рис. 7) Узонские термы попадают в интервал между болотными водами и нулевой линией. Вероятно, это свидетельствует о наличии в них органики. Современная гидрогеологическая структура оформилась в послеледниковое время (Аверьев и др., 1971), гидротермальная же деятельность началась до внедрения экзотризмывов умеренно кислого состава.

Геотермический режим

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

Максимальная зафиксированная на глубине температура (скв. Р-8, Р-10) равнялась 105°C. На рис. 8 показаны условия кипения при давлении насыщенного пара; кривые роста температур на глубину не пересекают ее, кроме кривой, соответствующей скв. Р-8, которая выводит на поверхность кипящую воду. Интересно также отметить тенденцию термограмм к параллельности кривой кипения, начиная с глубин 3–4 м.

Распределение температур на глубине 0,5 м показало, что изотерма 30°C дает представление о площадях парящих участков. Максимальные температуры приурочены к областям повышенной трещиноватости и термовыводящим каналам.

Термометрия на глубине 5 см на Восточной термальной площадке и Центральной термоаномалии показала, что активные площадки можно оконтуривать по изотерме 20°C (рис. 9, 10 соответственно). Оси, по которым вытянуты изотермы, вероятно, фиксируют термовыводящие трещины, а также направления растекания растворов в самых приповерхностных частях областей разгрузки. Так, на рис. 9 видна вытянутость изотерм параллельно ручьям. Такая закономерность наблюдается и относительно озер и термальных болот (рис. 10).

Рис. 8. Термограммы скважин Центрального термального поля кальдеры Узон

Прямая линия отражает условия вскипания воды

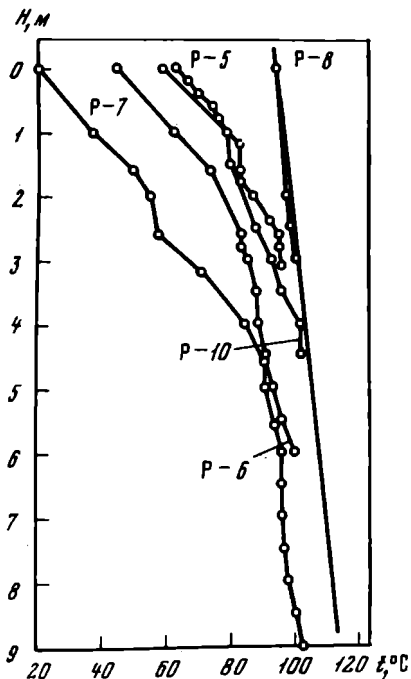
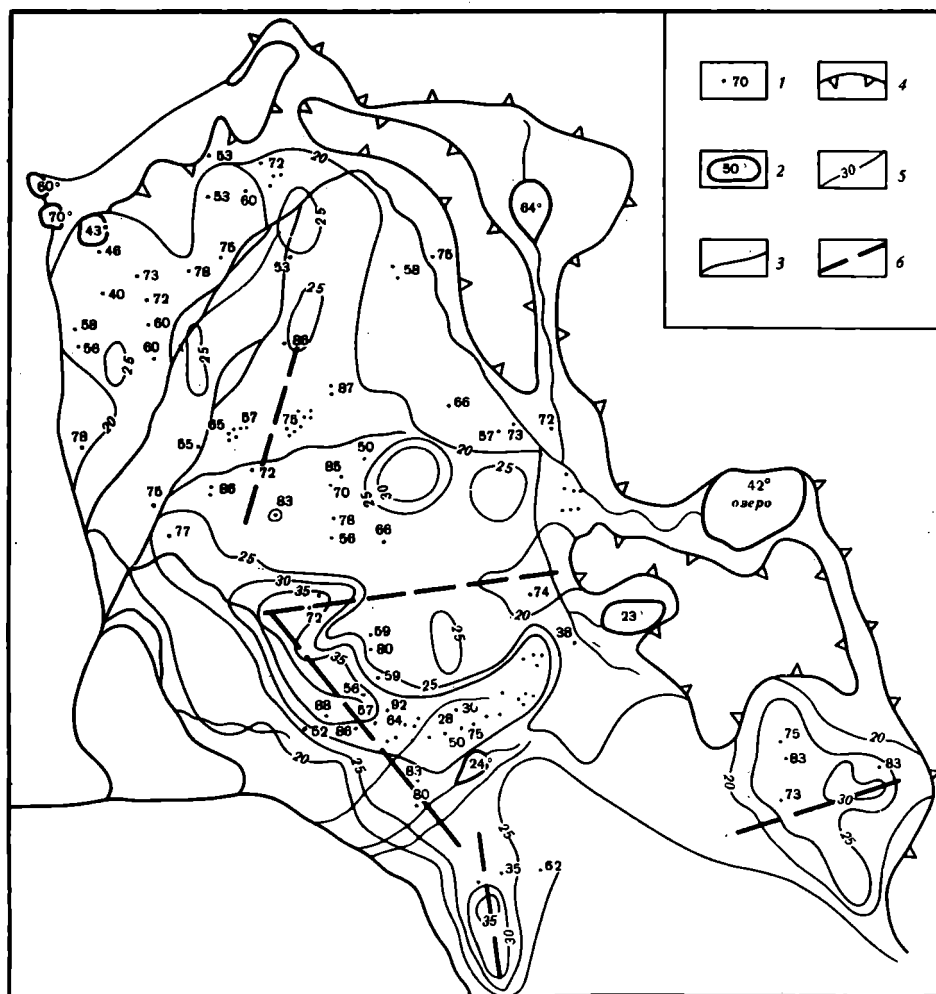


Рис. 9. Схема изотерм термальной площадки Восточная

1 - выходы источников и их температура, °С; 2 - термальные озера; 3 - ручьи; 4 - уступы площадки; 5 - изотермы на глубине 5 см; 6 - предполагаемые термо-выводящие трещины



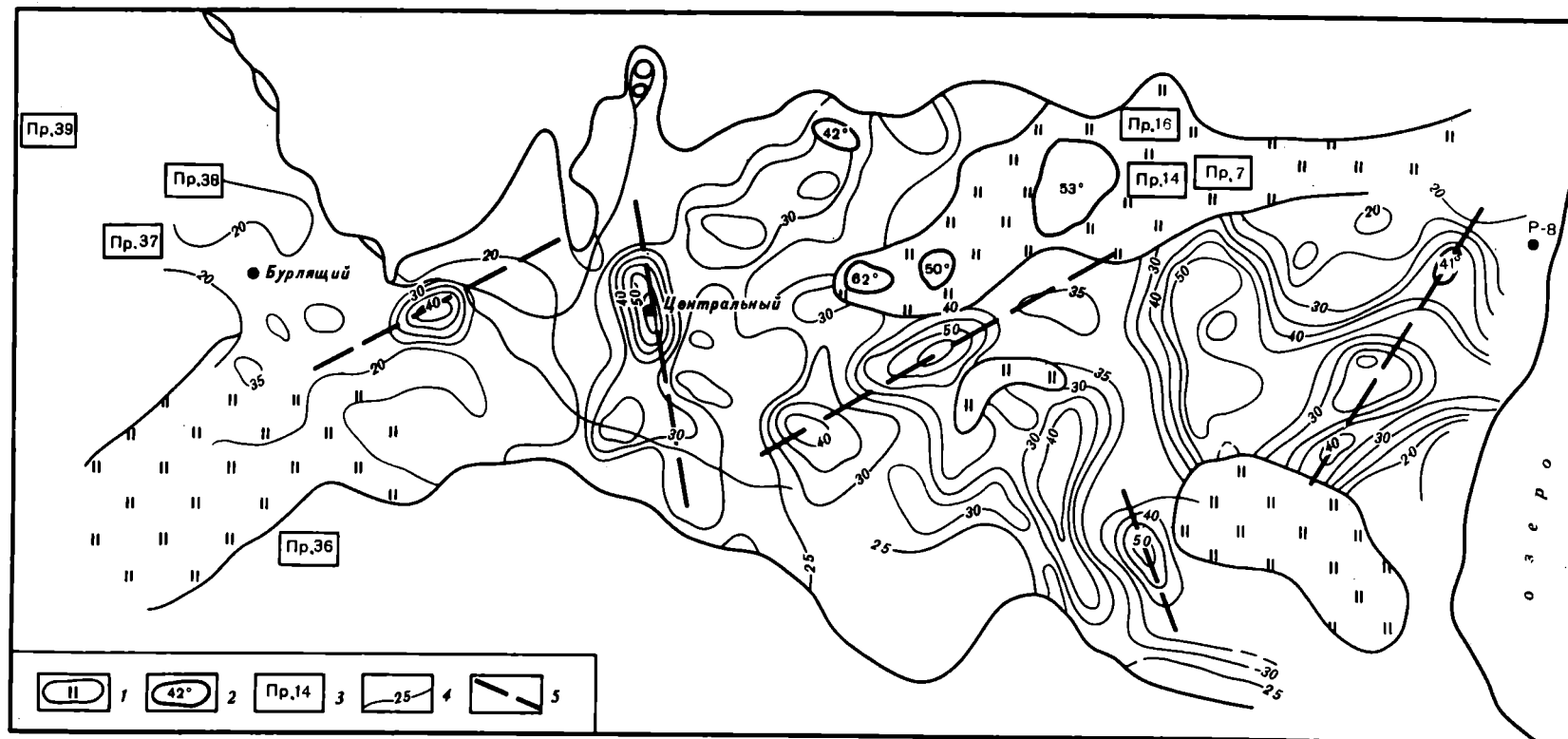


Рис. 10. Схема изотерм участка Центральной Узонской аномалии на глубине 5 см
 1 – термальные болота; 2 – термальные озёрки; 3 – места отбора проб воды;
 4 – изотермы на глубине 5 см; 5 – предполагаемые термовыводящие трещины

Рис. 11. Данные по замерам тепловых потоков

— разность потоков в слое между датчиками (Узон, точка 2 11. VIII); б — потоки в верхнем и нижнем слоях (q_B , q_H), разность потоков и направление вектора (Узон, точка 1)

Режимные наблюдения за тепловым потоком с помощью тепломеров 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 Вт/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. Проектируя величину вектора теплового потока на вектор в верхнем слое, получаем величину теплопотерь, равную 20 Вт/м^2 [$490 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$].

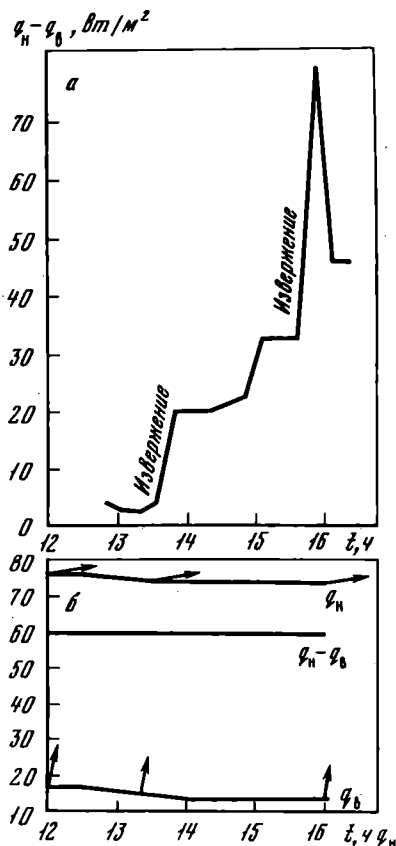
В точке 1 (рис. 11, а) величина теплопотерь в среднем составляла $1450 \text{ мккал/(см}^2 \cdot \text{с)}$, а вектор потока наклонен к вертикали под углом 4° . Измерения вертикальной составляющей теплового потока в пределах активной площадки (рис. 11, а, точка 2) дают величину теплопотерь $145 \text{ мккал/(см}^2 \cdot \text{с)}$. Измерить направление вектора теплового потока не удалось вследствие технических трудностей.

По скважинам (см. рис. 6) нами рассчитаны средние кондуктивные теплопотери. Они равны от $62 \text{ мккал/(см}^2 \cdot \text{с)}$ (Р-8, выводящая кипящую воду) до $250 \text{ мккал/(см}^2 \cdot \text{с)}$ (Р-11).

Очевидно, намечаемая 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 близости к поверхности зоны вскипания гидротерм, сопровождающейся затратами тепла. В породах же обрамления происходит конденсация пара с выделением тепла и соответствующим прогревом пород. В зонах, благоприятных для оттока конденсата пара (точка 1), часть тепла снимается им и уносится, вероятно, к уровню вскипания, где 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 гидротерм. Эта часть тепла оценивается В.В. Аверьевым и др. (1971) величиной $64 \cdot 10^3 \text{ ккал/с}$, что соответствует интенсивности теплового питания $110 \text{ мккал/(см}^2 \cdot \text{с)}$.

Измеренная величина рассредоточенного парения составляет в среднем $0,15 \text{ г/(см}^2 \cdot \text{с)}$ при колебании ее от $0,08$ до $0,3 \text{ г/(см}^2 \cdot \text{с)}$ [5050 – $18950 \text{ мккал/(см}^2 \cdot \text{с)}$], а средние кондуктивные теплопотери не менее $26 \text{ мккал/(см}^2 \cdot \text{с)}$. Таким образом, по тепловому потенциалу область разгрузки гидротерм кальдеры Узон стоит в одном ряду с другими известными гидротермальными системами мира.



Изменение пород в пределах Центральной термоаномалии изучалось по скважинам до глубины около 9 м. В процессе исследований (В.А.Ерошев-Шак и др., 1974) выявлено восемь минералогических ассоциаций (рис. 12), развитых по породам термоаномалии при взаимодействии их с гидротермами. По распространению самыми важными являются каолинитовая и цеолит-каолинит-монтмориллонитовая – типичные представители зоны аргиллизации.

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

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

Все описанные ассоциации характерны для зоны аргиллизации. 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. Наиболее полный разрез вскрывается скв. Р-7. Здесь на глубине 9 м глинизированный туф почти нацело слагается монтмориллонитом с небольшой примесью каолинита и цеолита.

На рентген-дифрактограмме фракции 0,001 мм обр. 71–48 монтмориллонит имеет рефлекс 13,2 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; монтмориллонит же, обладающий более высоким двупреломлением, как правило, выполняет поровые пространства и формирует глинистый цемент вокруг обломков пемз 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 в пустотах. Ассоциирует цеолит с монтмориллонитом, который слагает внешнюю часть пустот, цеолит же – внутреннюю.

Вверх по разрезу содержание монтмориллонита в гидротермально измененных тефроидах 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 тефроида и зальбанды мелких жилок, состоящих из монтмориллонита.

Начиная с глубины 6 м, в скв. Р-7 в измененных тефроидах совершенно отсутствует монтмориллонит, а среди глинистых исключительно распростране-

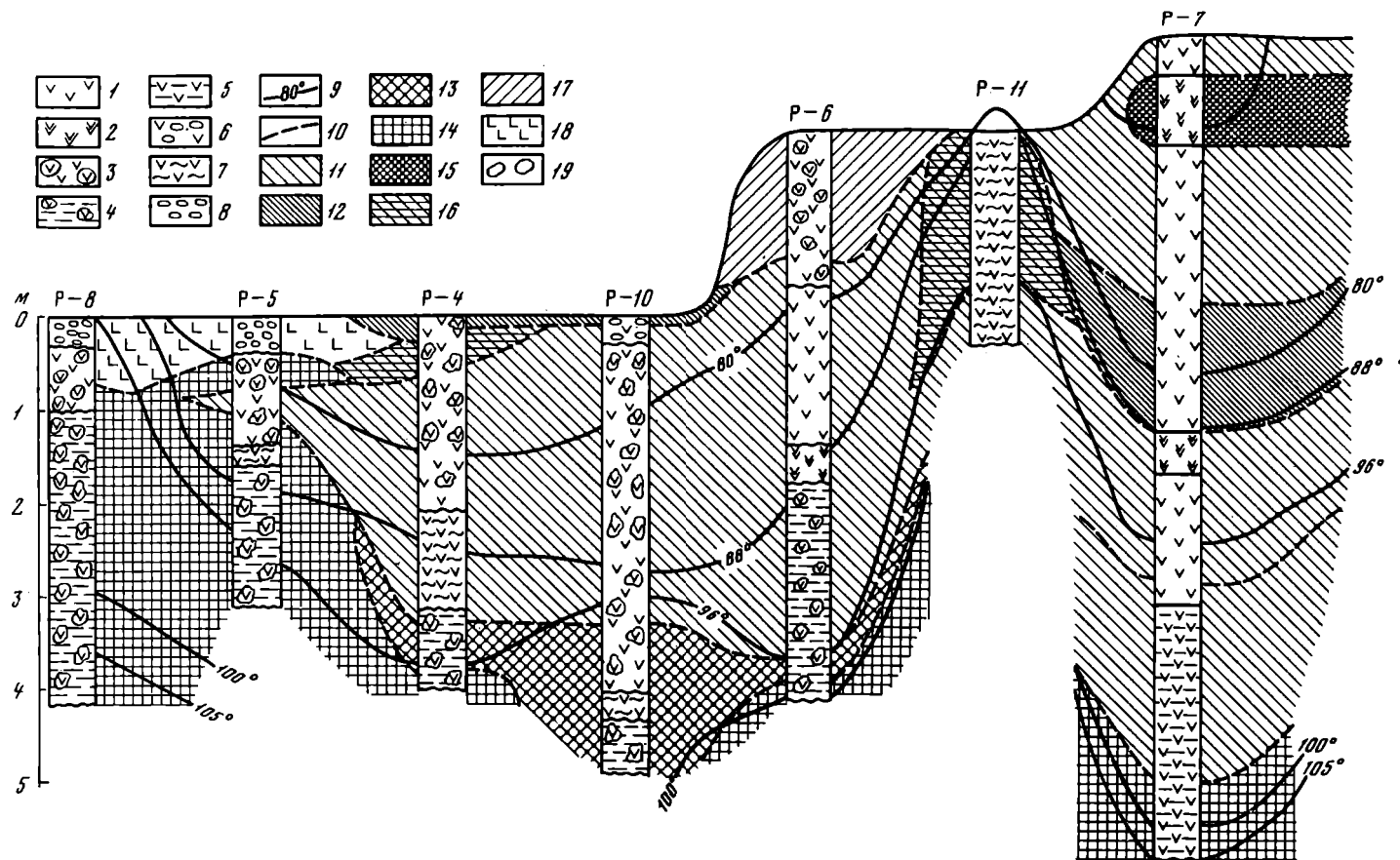


Рис. 12. Зональность гидротермально измененных пород Центральной Узонской термоаномалии (по В.А. Ерошеву-Шаку и др., 1974)

Ассоциации минералов: 1 – пепловый туф; 2 – пеплово-пемзовый туф; 3 – кальдерный тефرويد; 4 – глинизированный кальдерный тефرويد; 5 – глинизированный туф; 6 – туфо-диатомит;

7 – суспензированный туф; 8 – гравелит; 9 – термоизогипсы; 10 – границы ассоциации минералов; 11 – каолининовая; 12 – каолинит-галлуазитовая; 13 – монтмориллонит-каолининовая; 14 – цеолит-каолинит-монтмориллонитовая; 15 – гиббсит(?)–каолининовая; 16 – алунит-каолининовая; 17 – опаловая; 18 – рудная; 19 – галечник

ны минералы каолининовой группы. Эти минералы представлены каолинитом и галлуазитом. Они полностью замещают обломки туфов, лав, вулканический шлак, а также слагают цемент тефроидов. Каолинит представлен хорошо выраженными 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 триклинной элементарной ячейкой со строгим периодом "С".

Галлуазит (метагаллуазит) образует трубчатые кристаллиты, местами этот минерал является породообразующим, слагающим отдельные горизонты гидротермально измененного туфа. Дифракционная картина фракции $<0,001$ мм, состоящей из каолинита и галлуазита (метагаллуазита), характеризуется отчетливо выраженными максимумами с межплоскостными расстояниями 7,1 и 3,56 Å и четкими полосами поглощения инфракрасного спектра 3700 и 3625 см^{-1} , обусловленными колебаниями соответственно внешнеслоевых и внутрислоевых гидроксильных групп. Однако характерная особенность смеси каолинита и галлуазита – низкий эффект оптического двупреломления, близкий к изотропным минералам.

На глубинах 50–70 см скв. Р-7 вскрываются отдельные горизонты измененных тефроидов, 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. Гиббсит характеризуется дифракционным максимумом 4,79 Å, глубокой эндотермической остановкой при 310°C и полосой инфракрасного спектра 3400 см^{-1} . Отмеченные константы минерала являются специфическими для гидротермального колломорфного гиббсита.

На уровне развития гиббсита в условиях существования избытка сульфат-иона, как правило, широко развит алунит. Этот минерал, так же как и гиббсит, выполняет трещины и поровые пространства и образует бипирамидальные выделения среди глинистых образований. Аналогичное распространение глинистых минералов отмечается в гидротермально измененных породах, вскрытых скв. Р-11, Р-6, Р-10 и Р-4. В отличие от рассмотренного разреза, в этих породах меняется лишь мощность зон распространения отдельных минералов.

Характерный разрез вскрывается скв. 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 скв. Р-7, в нижней части разреза отмечается сплошная монтмориллонитизация тефроидов. Монтмориллонит слагает реликты пепловых частиц, 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. Широкий интервал межплоскостных расстояний 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 дериватограмм. В нижней части разреза с монтмориллонитом ассоциирует минерал с межплоскостным расстоянием 8,9 Å, относящийся к цеолитам.

Почти по всему разрезу измененных тефроидов по скв. 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 глинизированным кальдерным тефroidом, состоящим из обломков вулканического шлака, пемзы и гравия андезитовых и дацитовых лав. Преобладающим глинистым минералом по всему разрезу является монтмориллонит. Монтмориллонит характеризуется межплоскостными расстояниями 12,2–12,6 Å. Величины межплоскостных расстояний 12,2–12,6 Å характерны для Na-форм монтмориллонита. Таким образом, монтмориллонит, формирующийся в породах, находящихся непосредственно в зоне поднятия Cl/Na-термальных вод по термовыводящим трещинам, является натриевой формой с одним слоем межслоевой воды. Ассоциирует Na-монтмориллонит в нижней части разреза 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°C распространены минералы монтмориллонитовой группы. Верхняя граница формирования монтмориллонита при порово-капиллярной миграции гидротерм контролируется уровнем приповерхностного вскипания термальных вод. Эта генетическая подзона характеризуется развитием щелочных и близонейтральных вод ($pH=7\div7,5$) хлоридно-натриевого состава. Характер выделения минералов монтмориллонитовой и цеолитовой групп (развитие в пустотах растворения вулканического стекла, выполнение пор и трещин) позволяло считать их выкристаллизовавшимися из раствора, т.е. синтетическими. В более глубинных участках характерно распространение смешанослойных монтмориллонит-вермикулитовых образований, а в участках, расположенных близ уровня приповерхностного вскипания Mg-форм монтмориллонита.

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

Выше изотермы 100°C распространены минералы каолинитовой группы. Инкрустация этими минералами пор 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 галлуазита при прогрессирующем подкислении термальных вод. Такое изменение pH среды характерно в близповерхностных условиях окисления сероводорода до серной кислоты, т.е. при процессе сернокислотного выщелачивания. Для минералов каолинитовой группы весьма примечателен парагенезис с опалом. Распространение стабильного каолинита, как правило, контролируется внизу уровнем приповерхностного вскипания, верхняя граница – уровень начала конденсации пара.

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

Исходя из изложенного, в пределах Узонской термоаномалии среди зоны 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 осуществляется разрушение каолинита и синтез галлуазита. Эта генетическая подзона завершает процесс глинистого минералообразования при

Таблица 16

Химический состав пород Узон-Гейзерной гидротермальной

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O
1	66,65	0,7	14,82	1,91	2,86	0,14	3,96	1,36	4,77
2	64,2	0,66	13,19	1,2	0,92	0,05	0,78	0,56	1,07
5	65,85	0,68	12,84	0,83	0,96	0,05	1,89	0,17	0,73
7	62,12	0,7	13,26	1,48	0,57	0,04	0,72	0,13	0,79
10	32,77	0,29	23,29	0,49	0,15	0,01	0,36	0,05	2,23
13	64,86	0,57	10,22	4,89	3,43	0,11	5,4	3,11	1,53
32	50,97	0,88	18,8	5,75	3,3	0,18	9,2	3,79	3,19
36	51,52	0,92	17,11	5	5,73	0,2	9,35	5,01	3,49
39	0,15	Нет	Нет	0,12	0,1	0,1	55,52	0,08	0,4
42	98,2	"	0,1	0,37	0,24	0,01	0,22	0,07	0,23
ПР1	42,27	1,63	23,33	14,68	0,79	0,16	0,22	0,6	0,28
ПР2	39,82	1,44	24,25	13,88	0,51	0,02	0,22	0,59	0,23

Примечание. Пробы: 1,5,7,10 - г.Белая (Камчатка); 13 - руч. Черный; 32,36 - главных гейзеров.

Таблица 17

Спектральный анализ пород Узон-Гейзерной

Номер пробы	Элементы								
	Be	Sc	Mn	Pb	Mg	Ga	Fe	V	Cu
1	0,0003	0,005	0,06	-	1	0,002	2-3	0,1	0,003
4	Следы	-	0,03	0,006	0,3	0,001	0,6	0,008	0,006
5	-	-	0,01	-	0,2	0,001	0,5	0,008	0,003
10	-	-	0,004	0,007	0,1	0,006	0,2	0,03	0,003
13	-	-	0,08	0,006	1-2	0,001	-	0,01	0,005
39	-	-	0,1	-	0,05	-	0,4	-	0,001
42	-	-	0,008	-	0,1	0,002	0,5	Следы	0,006

Примечание. Пробы: 1,4,5,10 - г.Белая; 13 - руч.Черный; 39,42 - Долина Гейзеро

гидротермальном изменении пород в условиях сернокислотного выщелачивания. Во всех случаях отсутствуют четкие границы между генетическими подзонами глинистого минералообразования ввиду динамичного характера самого гидротермального процесса.

Нами изучен разрез опалово-алунитовых пород г.Белой. Образцы 1,4,5,7, 10 (табл. 16) отобраны от неизменной экзрузии дацитов по направлению от вершины горы к ее подножью. Из данных таблицы очевидно, что опалово-алунитовые разности сменяются к подножью алунитами. По данным спектрального анализа тех же образцов (табл. 17), отмечается вынос в процессе алунификации щелочных и щелочно-земельных металлов и некоторый принос рудных металлов - ванадия, серебра, свинца, бария, галлия и других.

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 алунификации происходил под воздействием сульфатных вод.

K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	P ₂ O ₅	Общее	SO ₃ алунита	Порода
2,17	0,28	0,13	0,45	Нет	0,14	100,34	-	Дашит
1,86	7,27	1,2	Нет	"	0,14	99,67	6,57	Дашит алунити- зированный
1,96	7,37	1,39	"	"	0,18	100,19	5,75	То же
2,44	7,16	1,26	"	"	0,18	99,76	8,95	Дашит
4,4	9,56	1,32	"	"	0,27	99,9	24,71	Алунит
0,44	1,63	1,29	"	0,12	0,09	99,6	0,39	Дашит
0,79	0,79	1,58	0,1	Нет	0,18	99,52	-	Базальт
0,84	0,28	0,37	0,12	"	0,18	100,14	-	"
0,22	0,04	0,06	43,7	"	-	100,57	-	Травертин
0,19	0,08	0,05	0,08	"	Нет	-	-	Гейзерит
0,44	12,44	2,19	0,08	0,14	0,14	99,81	0,36	Аргиллит
0,27	10,33	2,8	Нет	Нет	0,14	99,47	0,21	"

г. Красная; 39,42 - Долина Гейзеров. ПР1, ПР2 - пробы с термальной площадки

гидротермальной системы, вес.%

Элементы									
Ag	Zn	Ti	Ni	Zr	Co	Ca	Sr	Cr	Ba
-	0,01	0,6	0,001	0,01	0,001	1-2	0,01	0,001	0,08
Следы	0,01	0,4	Следы	0,01	-	1,0	0,01	0,001	0,08
"	-	0,4	-	0,01	-	0,7	0,01	-	0,08
-	-	0,3	0,001	0,008	-	0,8	0,02	0,001	0,20
0,0005	0,03	0,3	0,001	Следы	0,002	1-2	0,01	0,002	0,05
Следы	-	0,08	-	-	-	-	0,03	-	-
0,0003	0,05	0,1	Следы	-	-	0,7	-	Следы	Следы

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ДОЛИНЫ ГЕЙЗЕРОВ

Разгрузка источников в гейзерном режиме ставит гидротермальные проявления Долины Гейзеров в ряд уникальных природных процессов. Большая часть гейзеров сосредоточена в левом борту р. Гейзерной, в среднем ее течении.

Геологические условия

В геологическом строении Долины Гейзеров принимают участие породы верхнеолигоцен-четвертичного возраста (рис. 13). Наиболее древние породы района, вскрытые эрозией по склонам р. Гейзерной до р. Шумной, представлены чередованием туффигов, туфов и туфобрекчий. Преобладают грубообломочные туфы смешанного состава с андезито-дацитовый основной массой. Среди обломков отмечены туфы, андезиты, риолиты, а также отдельные минералы - плагиоклаз, кварц и др. Цвет туфов зеленоватого и голубоватого

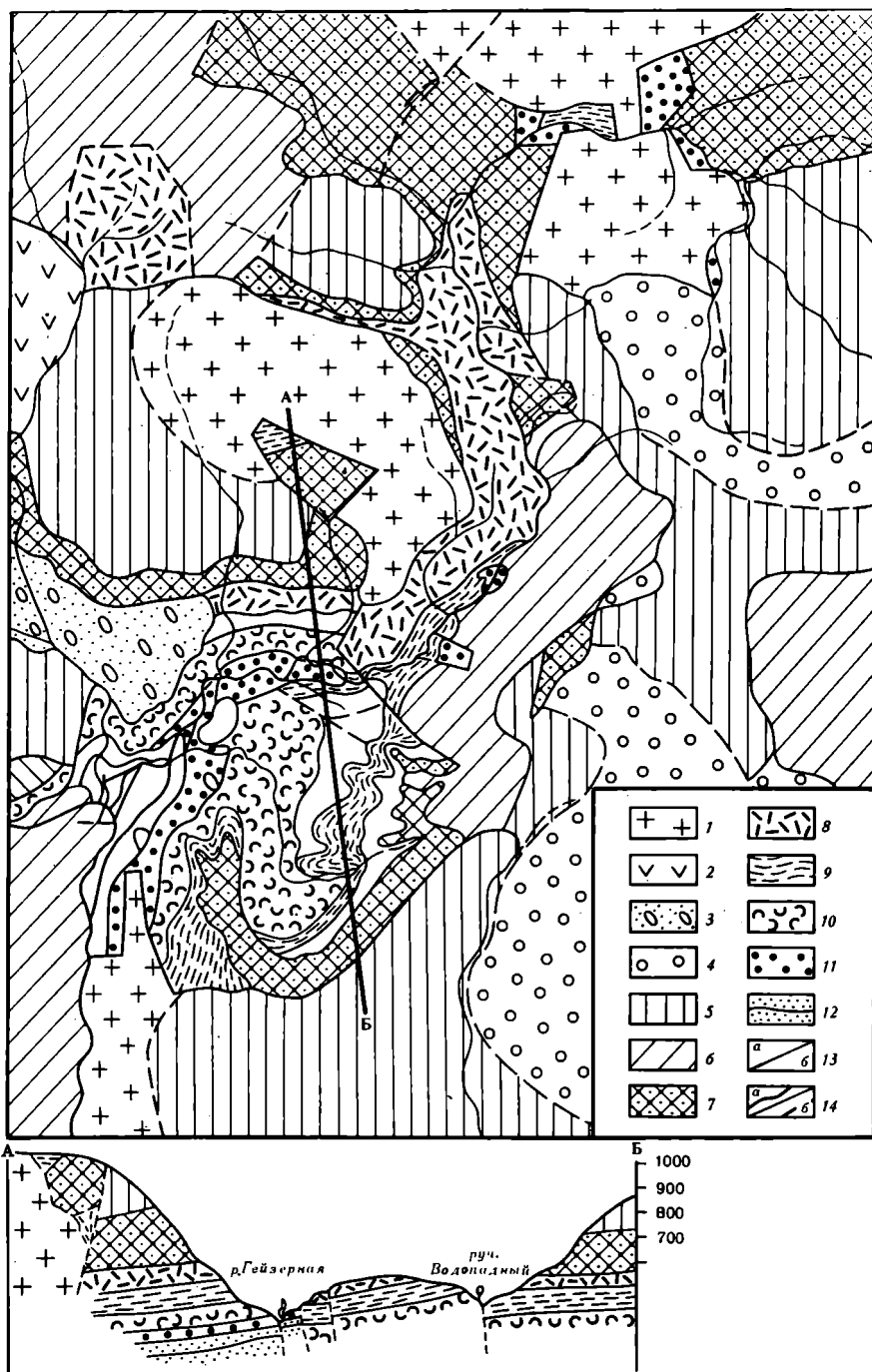


Рис. 13. Схема геологического строения Долины Гейзеров [по В.В.Аверьеву, В.И. Белоусову (1965), с уточнением автором петрографического состава пород]

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 алевропелитовых туфов; 9 - алевропелитовые туфы; 10 - псефитовые туфы; 11 - туфобрекчия; 12 - псаммитовые туфы; 13 - тектонические нарушения: а - установленные, б - предполагаемые; 14 - геологические границы: а - установленные, б - предполагаемые

серый, реже голубой и зеленый. Голубые туфы встречены выше так называемой группы карликовых гейзеров. Среди маломощных прослоев встречены мелкообломочные пепловые туфы, туффиты и туфобрекчии. Размер обломков брекчий достигает в поперечнике 1 м, форма остроугольная и слабоокатанная. Все туфы витрокристаллокластические с пелитовой, алевропелитовой, псефитовой 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 руч.Водопадный и Верхне-Гейзерных источников встречены пемзоподобные белые туффиты, состоящие из тонкодисперсной слабополяризующей массы и мелких кристаллов плагиоклаза, кварца, хлорита и магнетита. Мощность туфового комплекса около 400 м. Они почти горизонтальны или падают под углом 5–20°С на северо-запад (гейзер Восьмерка). Простираение 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 выражены в рельефе и отмечены ниже по течению от гейзера Тройной, у гейзера Первенец, в устье руч.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 аллотриоморфнозернистая или гиалопилитовая с вкраплением изометричных или угловатых корродированных зерен кварца размером 0,5–1,0 мм. Во вкраплениях

Таблица 18

Химический состав пород Долины Гейзеров (Камчатка), вес.% (по А.В.Раускасу, 1963)

Компоненты	I	II	III	IV
SiO ₂	56,4	68	73	40,4
Al ₂ O ₃ + TiO ₂	15,8	12,8	15,8	33,4
Fe ₂ O ₃	8,7	0,7	2,5	7,1
CaO	3,8	2,7	2,8	0,8
MgO	0,2	0,1	0,1	0,2
K ₂ O	1,6	1,6	1,9	0,2
Na ₂ O	1,5	3,2	4,4	1,5
Потери при прокаливании	12,5	12,5	0,4	18,3
Сумма	100,5	101,5	100,9	101,9

Примечание. I – основная масса грубообломочного туфа зеленовато-серого цвета (вблизи "карликовых гейзеров"); II – пемзоподобный туффит (руч.Водопадный); III – флюидальный стекловатый риолит (руч.Безымянный); IV – синяя глина с термальной площадки гейзера Фонтан.

Спектральные анализы пород долины р.Гейзерной,

Порода	Место отбора	Элементы			
		Mn	Pb	Fe	V
Пемзоподобный белый туффит	Близ руч. Водопадный	0,01	0,0003	1	0,02
Плагинклазовый порфирит	Дайка (левый берег р.Гейзерной) в 200 м по течению от г.Тройной	0,1	0,001	5	0,15
Риолит-порфир	Руч.Безымянный около гейзера Великан	0,1	0,002	3,5	0,03
Плагинклазовый порфирит	Правый берег р.Гейзерной в 50 м выше устья р.Шумной	0,15	0,005	7	0,02
Плагинклазовый порфир	Дайка на левом берегу р.Гейзерной в 200 м от гейзера Тройной	0,03	0,0003	0,5	0,001
Риолит-порфир	У руч. Водопадный	0,1	0,002	3,5	0,008
Мелкообломочный туф	Правый берег р.Гейзерной выше склона "карликовых гейзеров"	0,04	0,0003	1,5	0,01
Яшмовидный кремнистый туффит	Близ руч. Водопадный	0,03	0,0006	3	0,02
Мелкообломочный туф	Близ руч. Водопадный	0,1	0,0003	3,5	0,08

иногда присутствуют лейсты плагинклаза длиной до 1-2 мм, обычно сдвойнированного. Плагинклас зональный андезин-андезин-лабрадор. Обычны опалитизированные листочки биотита длиной 1-4 мм. Встречается роговая обманка. В основной массе наблюдается кислое стекло с показателем преломления по А.В.Раускасу (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 табл. 18, 19.

Гидрогеологические условия

Гидротермальная активность Долины Гейзеров проявлена холодными, теплыми и горячими источниками, сольфатарами, гейзерами, грязевыми котлами и вулканчиками. Наиболее активные гидротермальные проявления приурочены к зонам повышенной трещиноватости и образуют так называемые термальные линии.

Гидрогеологические условия наиболее детально исследованы В.И. Коновым (1965). В гидрогеологическом отношении 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 бе-

Элементы							
Ti	Cu	Ni	Zr	Ga	Sr	Cr	Ba
0,3	0,0001	0,0003	0,03	0,0004	0,1	0,002	0,03
0,3	0,002	0,001	0,008	0,001	0,015	0,004	0,03
0,3	0,0003	0,003	0,08	0,002	0,1	0,02	0,03
0,3	0,002	0,002	0,06	0,004	0,05	0,008	0,02
0,009	0,00003	0,0003	0,001	0,0003	0,01	0,001	0,01
0,3	0,003	0,001	0,05	0,004	0,1	0,001	0,03
0,3	0,0003	0,0003	0,001	0,0002	0,02	0,001	0,03
0,3	0,0004	0,0003	0,02	0,002	0,05	0,001	0,03
0,3	0,0006	0,0003	0,015	0,005	0,1	0,0001	0,03

рег 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 туфобрекчиям. 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.

Химический состав вод источников и поровых растворов, изученных нами, приводится в табл. 20, 21. Как видно по составу воды, и поровые растворы отличаются незначительно, следовательно, расчеты равновесий должны находиться в хорошем согласии.

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.

Согласно данным табл. 20, 21, концентрация кремнекислоты в гейзерах достигает 200 мг/л. Во время охлаждения SiO_2 частично выпадает из него в виде гейзерита. На масштабах этого процесса мы остановимся ниже. Область питания гидротерм Долины Гейзеров приурочена к обширным лавовым

Таблица 20
Химические анализы поровых

Номер пробы	Катионы, мг·экв					Анионы, мг·экв	
	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Al ⁺³	Na ⁺	K ⁺	SO ₄ ⁻²	CO ₃ ⁻²
1	1	0,4	Нет	2	1,5	Нет	2
2	1	0,9	1,89	3,5	1,5	0,8	3
3	0,5	0,4	0,7	5	2,7	0,3	3,2
4	1	0,4	1,3	2,4	1,3	0,1	1
10	0,84	Следы	-	-	-	-	-
11	0,84	"	-	-	-	-	-
12	4,94	2,52	-	-	-	-	-
13	0,39	Следы	-	-	-	-	-
14	4,74	1,73	-	-	-	-	-
15	Следы	Следы	-	-	-	-	-
16	"	"	-	-	-	-	-
17	0,2	"	-	-	-	-	-
18	0,2	"	-	-	-	-	-
П-120	1,8	0,7	-	2,4	1,7	0,9	0,7
П-360	1,6	0,5	-	2,8	1,4	1,4	0,6
19	0,85	Следы	-	-	-	-	-
20	1,15	"	-	-	-	-	-
21	0,95	"	-	-	-	-	-
22	0,95	"	-	-	-	-	-

Примечание. Пробы: 19 – гейзер Малый; 20 – гейзер Большой;

Таблица 21
Химические анализы вод источников кальдеры Узон

Номер пробы	Катионы, мг·экв				Анионы, мг·экв			pH
	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Na ⁺	K ⁺	SO ₄ ⁻²	CO ₃ ⁻²	HCO ₃ ⁻	
1	1,91	0,88	3,13	4,32	Нет	1	0,6	6
2	4,2	2,99	1,07	4,46	"	0,2	2,6	5
3	1,47	0,49	21,06	4,02	"	1,2	18,8	6
4	1,47	5,89	21,84	10	"	0,8	18,4	5
5	Нет	Нет	18,2	Следы	0,8	1	16,4	8
6	1,47	0,01	12,94	4,22	Нет	3	8,2	6
7	0,78	0,39	2,77	3,34	"	0,2	0,4	6
8	1,18	Нет	12,96	3,73	"	0,8	19,6	6
9	0,58	"	3,75	3,73	"	0,2	0,4	6
10	2,45	0,39	46,16	4,61	"	0,8	43,6	5
11	2,06	0,6	31,85	4,51	"	Нет	30	6
12	1,96	0,98	48,29	3,83	"	"	47,4	4
13	0,78	1,28	14,37	3,43	"	"	13	2
14	1,57	0,59	13,66	4,22	"	3,6	8	6
15	1,47	0,88	52,47	4,92	"	0,5	48,4	6
16	1,77	0,69	5,62	1,08	"	5,2	2,8	7
17	1,37	0,98	33,06	4,81	"	Нет	3,02	6
18	1,96	0,59	18,67	4,22	"	2,8	15,2	5
19	1,77	0,69	17,35	4,61	"	24	12,8	6
20	1,76	0,59	23,05	5,4	"	1	19	5
21	1,07	1,57	9,35	5,59	"	Нет	6,4	6
22	0,88	0,59	7,04	4,71	"	0,6	3,2	6
23	1,57	Нет	31,66	3,63	"	0,6	29	6

растворов и вод гейзеров Долины Гейзеров.

Анионы, мг·экв		CO ₂ , мг/л	SiO ₂ , мг/л	Общая жест- кость мг·экв/л	Окисля- емость O ₂ , мг/л	pH	Eh,	мВ
HCO ₃ ⁻	Cl ⁻							
1,475	1,97	25	Нет	1,5	9	6,2	-	
2,1	4,98	53	"	1,9	1,8	6,2	-	
2,5	4	50	"	0,9	1,7	6,2	-	
0,985	2	65	"	1,4	1,4	6,6	-	
-	-	-	44	-	-	6,5	+87	
-	19,64	-	49	-	-	7,3	+70	
-	17,89	-	49	-	-	6,4	+120	
-	25,58	-	36	-	-	5,6	+75	
-	3,41	-	40	-	-	7,5	+126	
-	22,82	-	40	-	-	7,7	+100	
-	0,59	-	30	-	-	5,7	+140	
-	1,49	-	72	-	-	2,4	+320	
-	2	-	25	-	-	5	+220	
3,6	2,5	-	-	2,5	1,9	-	-	
2,1	3	41	-	2,1	2,4	-	-	
21,2	-	222	-	-	-	-	-	
0,49	-	192	-	-	-	-	-	
-	-	192	-	-	-	-	-	
-	-	192	-	-	-	-	-	

21 - гейзер Великан; 22 - гейзер Фонтан. П - поровый раствор.

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.

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 в 75 000 ккал/с.

Автор указывает, что удельный вынос тепла на разных участках долины одинаков и равен $2,0 \cdot 10^{-4}$ кал/(см²·с). Эта величина на два порядка выше фоновых кондуктивных теплопотерь Восточной Вулканической зоны Камчатки.

Проведенные нами исследования позволяют охарактеризовать тепловое поле приповерхностной части области разгрузки гидротерм. Результаты термометрии на глубинах 5, 50, 75 см представлены на рис. 14-16 соответственно. По изотерме 35°C на глубине 5 см оконтуриваются парящие площадки, где 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 друг друга, что говорит о близкостационарном режиме и о возможности суждения о каналах, подводящих пар. Очевидно, направлений каналов 3: 1) северо-западное, 30°; 2) северо-восточное, 60°; 3) северное (см. рис. 20).

Термометрия в мелких (до 2,5 м) скважинах позволяет вычислить градиенты температур в районах термальных площадей руч. Водопадный и Главных Гейзеров. Примерно с 1,5 м начинается безградиентная зона, отвечающая темпе-

Рис. 14. Схе-
глубине 5 см
1. - изотер
озера; 4 - геі
ки датчиков т

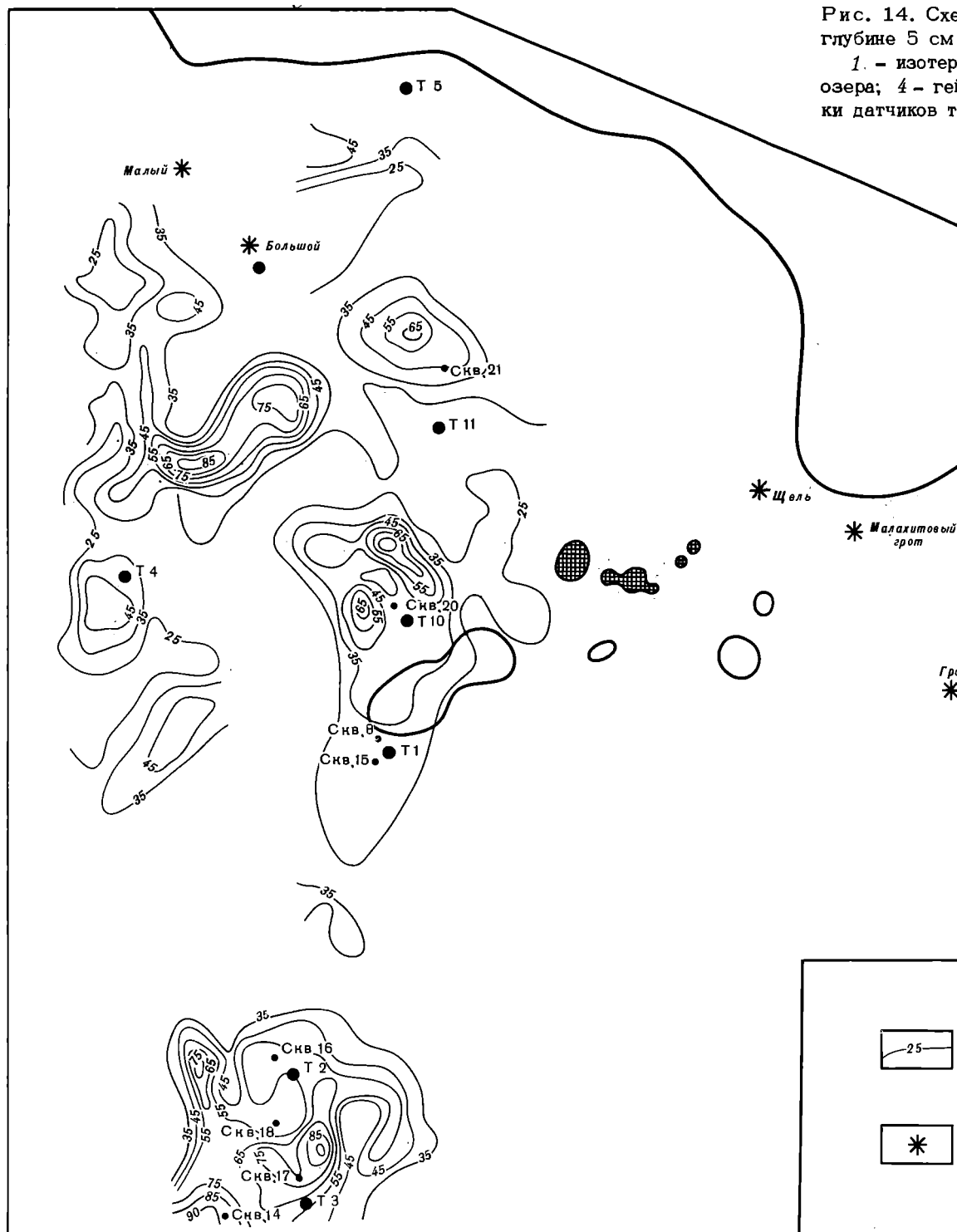
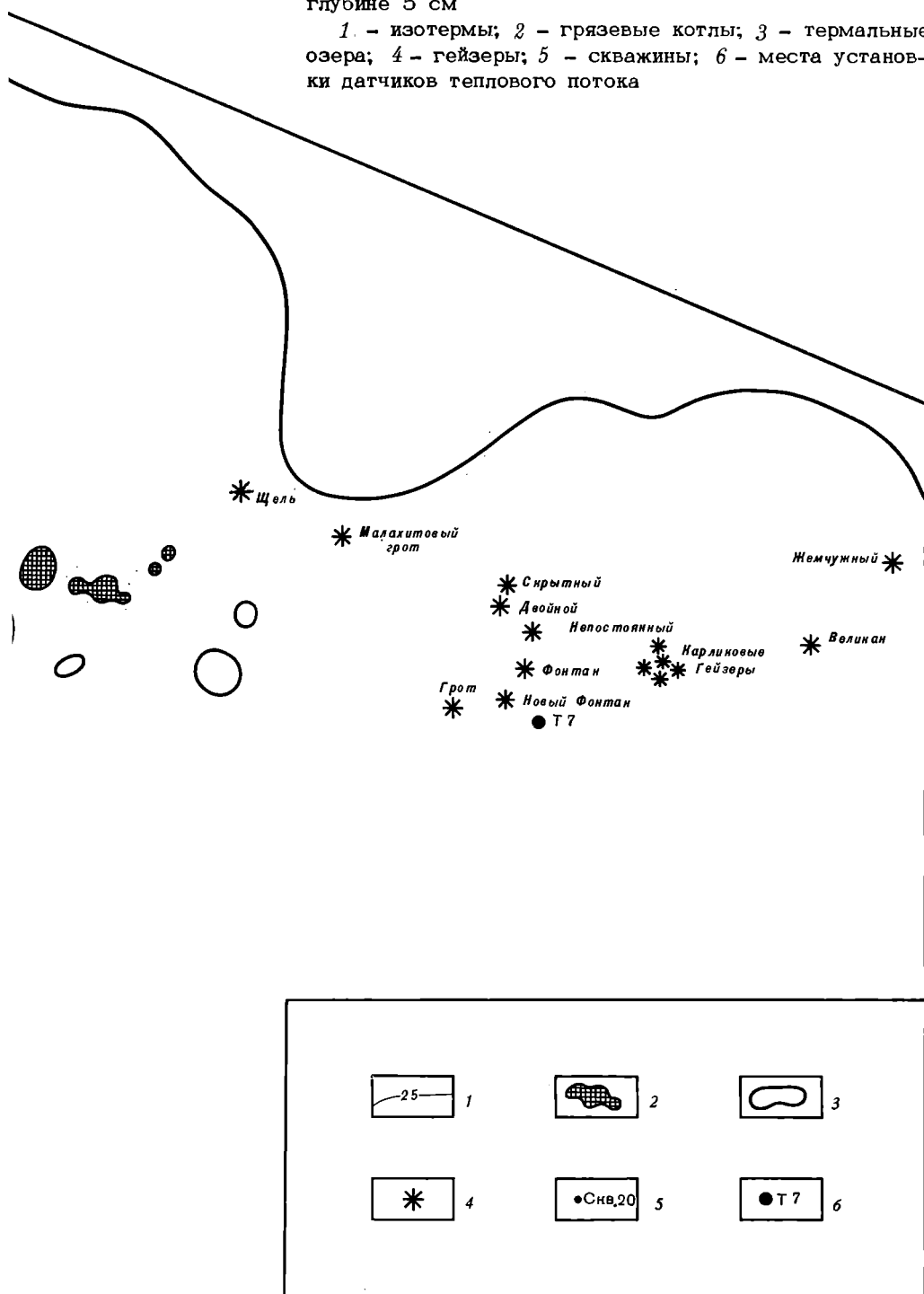


Рис. 14. Схема изотерм района Главных Гейзеров на глубине 5 см

1 - изотермы; 2 - грязевые котлы; 3 - термальные озера; 4 - гейзеры; 5 - скважины; 6 - места установки датчиков теплового потока



ратуре $99 \pm 0,5^{\circ}\text{C}$. Максимальный градиент $2,5^{\circ}\text{C}/\text{см}$ был достигнут в скв. 16 в интервале 90–55 см. Средний градиент в верхней полутораметровой зоне равен $0,2^{\circ}\text{C}/\text{см}$. Необходимо ответить, что температура кипения на этой высоте равна $98,2 \pm 0,5^{\circ}\text{C}$. Такая же точка кипения характерна для Вайракея (Dawson, 1964). В парафинированных образцах пород, отобранных нами из скважин, Н.Г. Сугрובовой были промерены коэффициенты теплопроводности. Средний коэффициент теплопроводности при естественной влажности равен $2,7 \cdot 10^{-3}$ кал/(см·с·град), причем значения его колебались от $0,8 \cdot 10^{-3}$ (воздушное сухое состояние) до $3,1 \cdot 10^{-3}$ кал/(см·с·град) (водонасыщенные образцы).

Значения кондуктивного теплового потока по скважинам через термальную площадку Главных Гейзеров нанесены на рис. 15; величина их колеблется от 600 до 2000 мккал/(см²·с). Максимальное значение теплового потока зафиксировано в скв. 8 глубиной 101 см вблизи выхода мощной паровой струи. Минимальный поток в скв. 16 глубиной 250 см, находящейся в середине склона, на его перегибе. В скв. 17 значение теплового потока промежуточное по величине [810 кал/(см²·с)], глубина ее 210 см.

Рядом с этими скважинами велись режимные наблюдения за динамикой изменения величины потока с помощью датчиков по методике, описанной в главе II. Из рис. 17 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 скв. 8 разность потоков перед дождем 31 июля была почти вдвое больше, чем после дождя 3 августа. Действительно, впоследствии нами неоднократно отмечалось усиление парения площадок перед дождем. Вероятно, это явление следует объяснить тем, что атмосферное давление перед дождем падает, следовательно, увеличивается разность давлений между зоной парообразования и поверхностью. Последнее увеличивает скорость продвижения пара.

Наблюдение за динамикой потока вблизи гейзеров позволило установить связь между режимом их работы и величинами теплового потока – извержение наступает при максимуме потока (рис. 18). Этот вывод был проверен в кальдере Узон при запуске искусственной скважины Р-9 (см. рис. 11, а). Установленная квазисинусоидальная зависимость изменения потока на активных площадках (см. рис. 17) 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 доминирующее влияние конвективной составляющей потока. Но пока на вопрос о механизме этого влияния однозначно ответить невозможно; проведенные же исследования позволяют сделать только некоторые предположения.

Представляется, что основное влияние оказывают обратимые фазовые переходы: вода ↔ 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. Так как с глубиной температура увеличивается, то 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 идти с постоянной скоростью при достижении породами точки кипения воды. Такая зона в 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 расстоя-

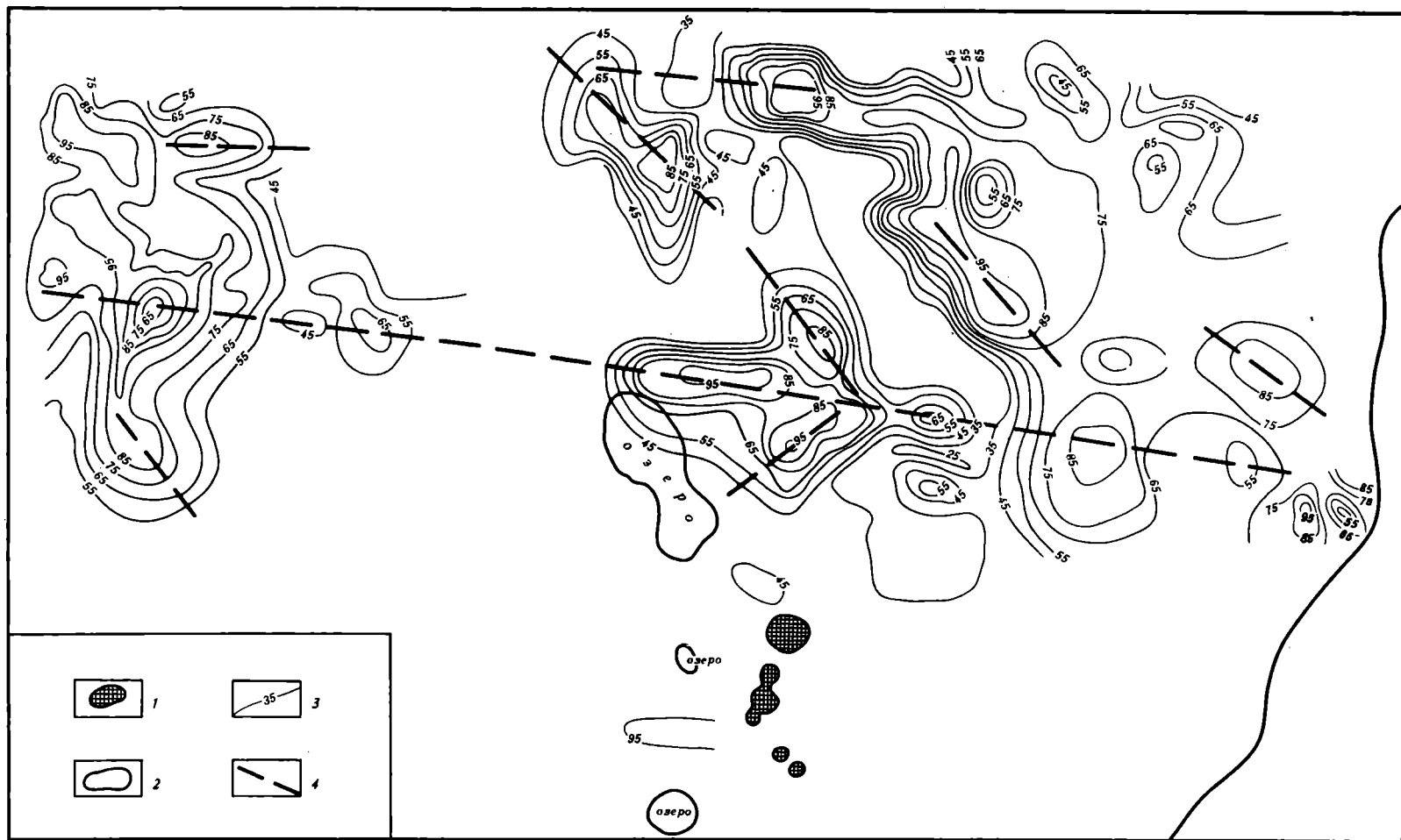


Рис. 16. Схема изотерм района Главных Гейзеров на глубине 75 см

1 - грязевые озерки; 2 - термальные озерки; 3 - изотермы; 4 - предполагаемые термовыводящие трещины

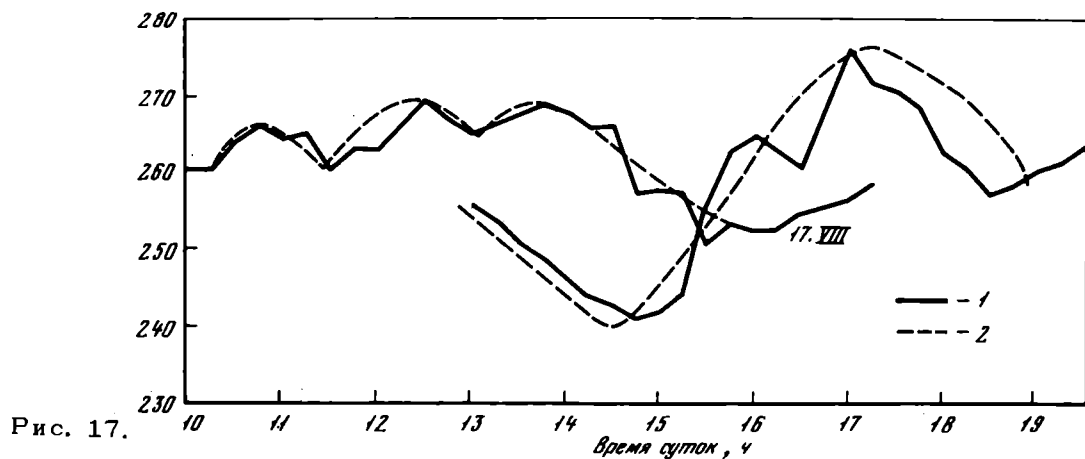
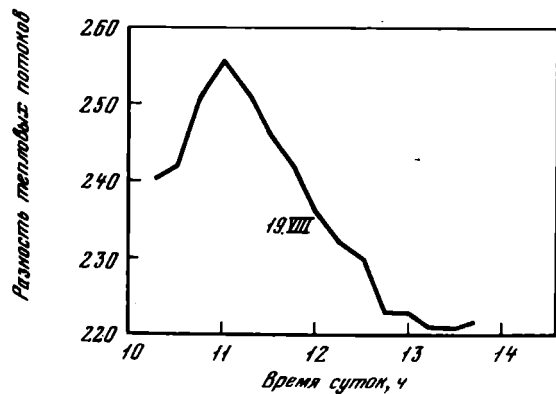
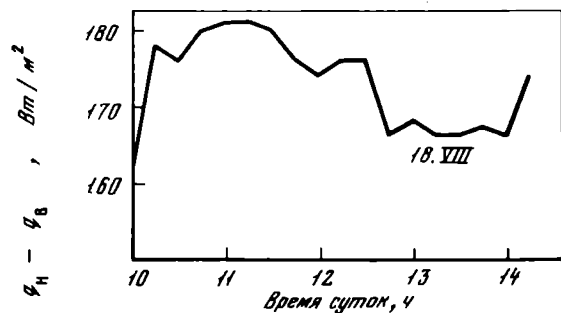


Рис. 17.

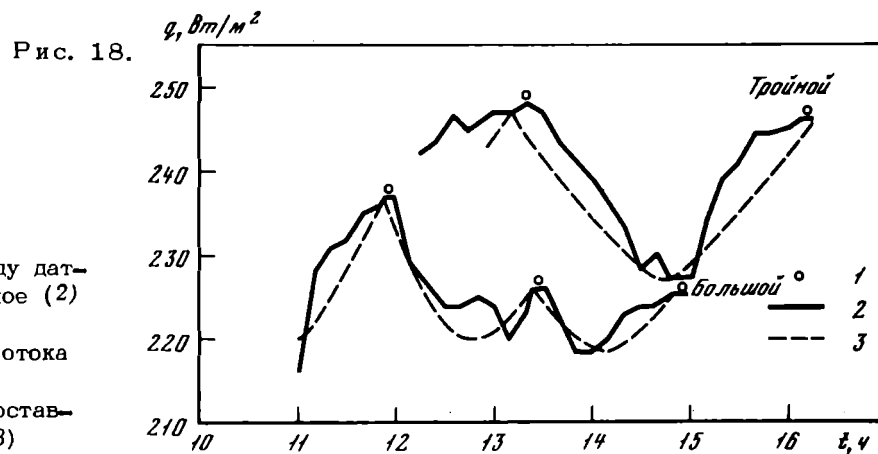


Рис. 18.

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

Рис. 18. Изменение вертикальной составляющей теплового потока в связи с режимом работы гейзеров

1 — момент извержения гейзера; значения вертикальной составляющей потока: фактически наблюдавшиеся (2), сглаженные (3)

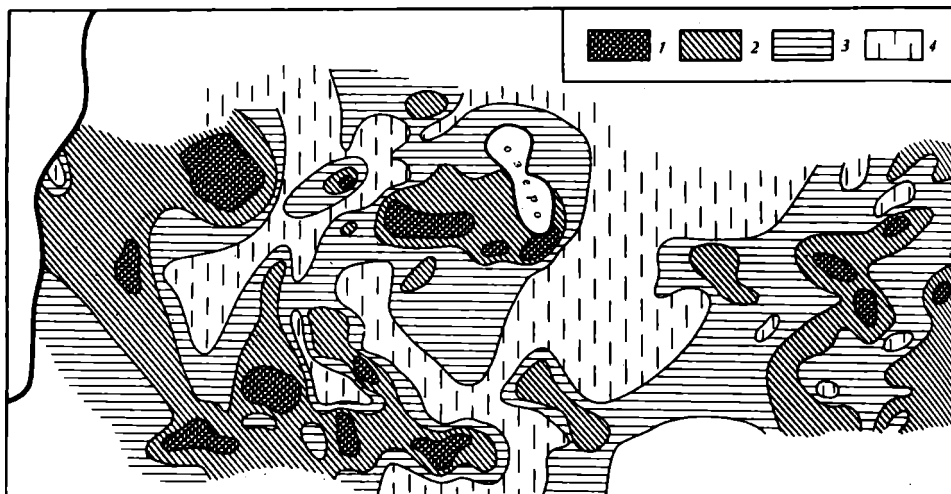


Рис. 19. Схема распределения теплового потока в Долине Гейзеров
 Величина теплового потока [мккал/(см²·с)]: 1 - >1500; 2 - 1500-1000; 3 - 1000-500; 4 - <500

ние от зоны конденсации до уровня вскипания. Вследствие такого механизма 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 изохорическом 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 энтальпией.

По всей вероятности, невозможно отрицать и другой механизм – пульсирующее поступление “эндогенного пара”.

У скв. 8, 16 и 17 определялась интенсивность рассредоточенного парения по методике, описанной в главе II. Интенсивность парения была равна [г/(м²·с)]: скв. 8 – 0,02, скв. 16 – 0,05–0,11, скв. 17 – 0,19–0,22. Следовательно, максимальный вынос тепла [13900 мккал (см²·с)] при рассредоточенном парении наблюдается в верхней части склона, а минимальный [3130 мккал/(см²·с)] – в нижней его части. Это можно объяснить тем, что в нижней части склона множество фумарольных струй.

Средние кондуктивные теплотери с детально изученной термосъемкой активной площадки Главных Гейзеров (рис. 19) равны около 330 ккал/с. Считаем, что интенсивности теплотери с других активных площадок такого же порядка, общие теплотери активных площадей Долины Гейзеров равны 4350 ккал/с.

Таким образом, суммарные теплотери Долины Гейзеров можно определить следующими величинами: вынос тепла гидротермами – 75000 ккал/с, кондуктивные теплотери с активных площадок – 4350 ккал/с, вынос тепла при рассредоточенном парении 3130–13900 мккал/(см²·с).

Гидротермальные изменения пород

Преобразование пород под действием гидротерм Долины Гейзеров изучено недостаточно полно и в основном с поверхности вследствие отсутствия глубоких скважин. Согласно Б.И.Пийпу (1937), наибольшему изменению подверглись породы туфового комплекса, которые местами превращены в глины и представляют смесь минералов каолиновой группы, пропитанную окислами железа.

Такой же состав глин определен А.В.Рausкасoм (1963). Этот автор отмечает присутствие опала, что, согласно нашим, более детальным исследованиям, весьма характерно для глин приповерхностного слоя.

С.И.Набоко (1954) в районе Верхне-Гейзерных источников описала в глинах алунит, галлуазит, опал и самородную серу. Глина в районе Главных Гейзеров, по ее данным, состояла из галлуазита и гидроокислов железа. В.А.Ерошев-Шак по материалам автора изучил минералогический состав измененных пород в районе слияния руч. Водопадный и р.Гейзерной. Сверху вниз каолинит-монтмориллонитовые и монтмориллонитовые ассоциации сменяются смешанослоистыми (каолинит-монтмориллонит) и хлоритом.

Изучение керна мелких скважин (до 2,5 м) показало очень сложное соотношение минералогических ассоциаций в разрезе по направлению к р.Гейзерной (рис. 20). Выше уровня грунтовых вод в окислительных условиях развиты пестроцветные глины, состоящие из каолинита и монтмориллонита, ниже сменяющиеся монтмориллонитами со смешанослойными (скв. 8, 16). Ближе к р.Гейзерной (скв. 21,22) разрез начинается в ассоциации монтмориллонита со смешанослойными (монтмориллонит-каолинит). При температуре вскипания гидротерм в этих скважинах наряду с монтмориллонитом развиваются цеолиты.

Таким образом, минералы, обнаруженные в приповерхностных частях Долины Гейзеров, характеризуют зону аргиллизации. Видимая мощность этой зоны составляет не менее 10 м. Изменения пород осуществляются в интервале температур от 16 до 100°C под действием гидрокарбонатно-хлоридных растворов (см. табл. 21).

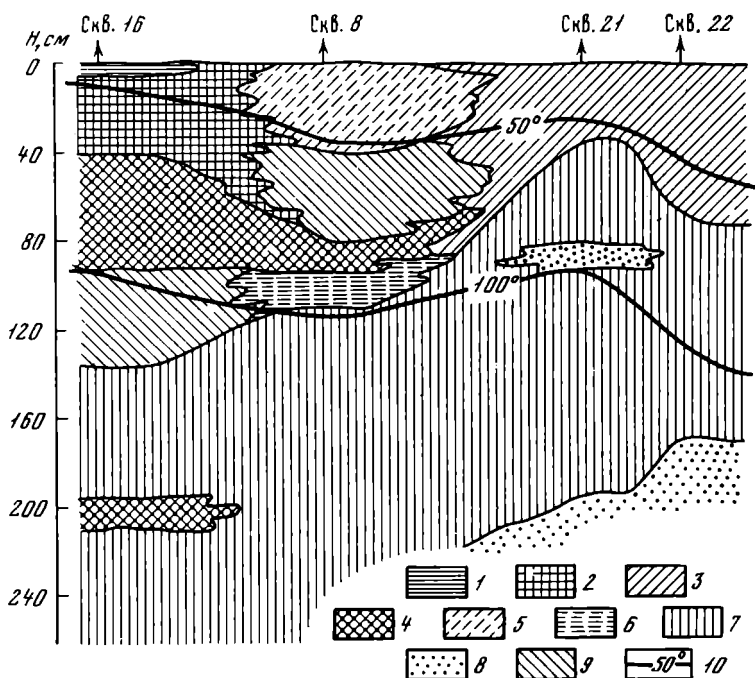


Рис. 20. Зональность гидротермально измененных пород на участке главных гейзеров

1 - смешанослойные (каолинит-монтмориллонит) и монтмориллонит; 2 - смешанослойные (монтмориллонит-каолинит) и монтмориллонит; 3 - монтмориллонит и смешанослойные (монтмориллонит-каолинит); 4 - монтмориллонит и смешанослойные; 5 - монтмориллонит и каолинит; 6 - монтмориллонит и смешанослойные; 7 - монтмориллонит; 8 - монтмориллонит и цеолит; 9 - монтмориллонит и смешанослойные (каолинит-монтмориллонит); 10 - изотермы

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ В РАЙОНЕ ВУЛКАНА МЕНДЕЛЕЕВА

Вулкан Менделеева расположен на юге о. Кунашир (см. рис. 7). Изучению его окрестностей посвящены работы Б.И. Пийла (1958), Е.К. Мархинина (1959 а,б), Г.С. Горшкова (1967), С.С. Сидорова (1962), С.И. Набоко (1963), В.М. Дуничева (Дуничев, 1961; Дуничев, Ризнич, 1968), Г.Н. Ковалева, Ю.Б. Слезина (1970) и других исследователей. В этих работах основной упор сделан на разбор гидротермальной деятельности на месторождении Горячий Пляж, а также даны характеристики геолого-тектонической обстановки и ряд рекомендаций по использованию природного тепла в народном хозяйстве. Наша же конечная цель – оценить роль процессов гидротермального изменения пород в энергетическом балансе системы.

Район вулкана Менделеева интересен и тем, что здесь наблюдается связь сольфатарной и гидротермальной деятельности, что несомненно должно отразиться на энергетических характеристиках. В силу 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 друг другу 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 геосинклинальное поднятие, осложненное серией разрывных нарушений северо-западного и субширотного направлений. Отложения о. Кунашир делятся 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), В.М. Дуничева (1971), С.И. Набоко и др. (1969), четвертичное время характеризуется высокой 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 около 25 км². Кальдера ограничена полукольцом г. Мечникова и четырьмя сольфатарными полями и имеет площадь около 6,5 км². 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 пород представлен по руч. Четверикова. В устье ручья вскрываются отложения, представленные вулканогенно-осадочными породами и лавами андезитобазальтов. Отложения смяты в складки с углом падения 45–60°. Возраст отложений предположительно плиоценовый.

На размытой поверхности плиоценовых отложений залегает маломощный слой полимиктовых песков и рыхлых песчаников с галькой и валунами. На юг от руч. Четверикова песчаные отложения фациально замещаются песчано-глинистыми с прослоями лигнитов. По данным Г.В. Полунина (1969), поверхность размыва имеет региональное развитие и прослеживается на юг до м. Бузанова (18 км). Четвертичные отложения делятся на 3 комплекса (рис. 21).

Нижний комплекс переслаивающихся пестроцветных агломератов и псефитовых туфов в основном андезитового состава. Породы залегают горизонтально и характеризуются плитчатой отдельностью. Местами наблюдаются прослои андезитобазальтовых лав. По данным бурения, на Горячем Пляже (Дуничев, 1971)

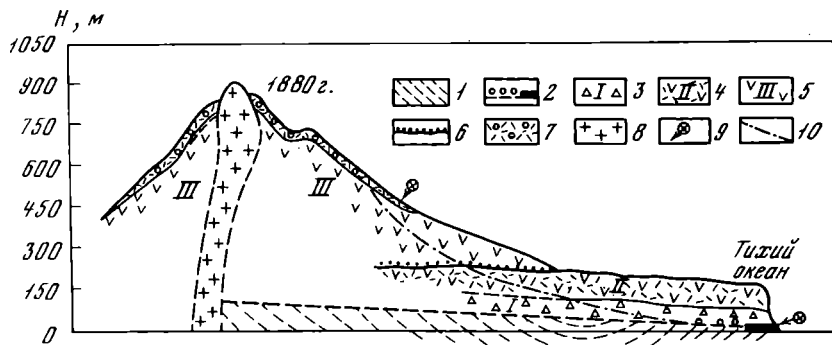


Рис. 21. Схематический разрез постройки вулкана Менделеева (по Г.В. Полунину, 1969)

1 - неогеновое складчатое основание вулкана (вулканогенно-осадочные образования и потоки андезитобазальтов); 2 - базальные конгломераты и лигниты в основании нижней пачки; 3 - нижняя пачка (агломератовые и псефитовые туфы андезитового состава); 4 - средняя пачка (андезито-дацитовые туфы с прослоями андезитовых лав); 5 - верхняя пачка (глыбовые агломератовые туфы андезитов и вулканических брекчий, в верхней части потоки андезитовых и андезитобазальтовых лав); 6 - конгломераты на поверхности террасы под вулканическим конусом; 7 - голоценовые отложения дацитовых туфов; 8 - дацитовый нект; 9 - место отбора древесины на определение абсолютного возраста; 10 - продольный профиль р. Четверикова; 1880 г. - дата последнего извержения вулкана

в разрезе принимают участие туфоалевролиты с оолитовой текстурой и туффы среднего состава. Мощность отложений 200 м, по руч. Четверикова 50 м.

Средний комплекс по руч. Четверикова представлен андезито-дацитовыми туфами и туфоконгломератами с прослоями андезитовых лав. На месторождении Горячий Пляж (Дуничев, 1971) встречены хорошо выдержанные по простиранию сваренные пористые туфы (игнимбриты) и лавоподобные породы липаритового и липарит-дацитового состава. Мощность отложений по руч. Четверикова 70 м, на Горячем Пляже - более 400 м. В целом по химическому составу отложения среднего комплекса относятся к кислым вулканитам.

Верхний вулканогенный комплекс представлен вулканическими брекчиями и туфоагломератами андезитового и андезитобазальтового 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 до 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. Векшиной (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 - это породы экструзивного некта, выходящие в виде крутосклонного купола (рис. 21) с абсолютной отметкой 86 м. Высота купола относительно подножья около 400 м при площади основания более 1 км². Породы представлены дацитом с крупными вкраплениями кварца. По предположению Е.К. Мархинина (1959а,б), отложение лапиллиевых туфов предшествовало во времени внедрению экструзии. Последнее извержение вулкана отмечено в 1880 г. (рис. 21).

Г.В.Полуниным для определения абсолютного возраста были отобраны обломки древесины из нижнего комплекса и лапиллиевых туфов, по которым возраст нижнего комплекса ($39\ 300 \pm 600$; $40\ 200 \pm 750$) около 40 000 лет. Возраст лапиллиевых туфов (4220 ± 50) около 4000 лет. Таким образом, продолжительность гидротермальной деятельности, вероятно, также около 4000 лет. Первичные породы, слагающие постройку вулкана Менделеева, подверглись интенсивной гидротермальной переработке, выражающейся в аргиллизации и пропилитизации. Мощность зоны аргиллизации, 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 ниже.

Таким образом, характерная особенность рассматриваемого района – это то, 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 пород 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 слабосоленые 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 повышенной трещиноватости. Дебит скважин из верхнего комплекса, по данным В.М.Дуничева (1971), достигал 30 кг/с пароводяной смеси.

Нижний водоносный комплекс приурочен к средним вулканогенным породам (туффиты), 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 имеют связи с океаническими водами, 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 представляет спекшился туфы и лавы 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 андезитобазальта верхнего водоносного комплекса и породах относительного водоупора.

Область питания – постройка вулкана Менделеева. Количество атмосферных осадков составляет 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 долинам ручьев и рек.

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) выносятся на поверхность около 3000 ккал/с. Измерения теплототерь В.И. Белоусовым (1967) дают интенсивность выноса тепла на Северо-Восточном сольфатарном поле, равную $1,7 \cdot 10^3$ ккал/(км²·с). Обследованные автором выходы газовых струй на склонах вулкана имеют $t = 96 \pm 98^\circ\text{C}$. Сольфатары у подножья поля имеют $t = 75 \pm 78^\circ\text{C}$. Температура вмещающих пород достигает $55 - 60^\circ\text{C}$. В пределах изученных нами серных бугров (до глубины 1,5 м) градиент температуры в среднем равнялся $10^\circ\text{C}/\text{м}$; максимальная его величина достигала $50^\circ\text{C}/\text{м}$. В обводненных породах нижней части северо-восточного сольфатарного поля градиенты температуры составляли лишь доли градуса на метр.

Измеренный в лабораторных условиях коэффициент теплопроводности пород в верхней части сольфатарного поля в среднем равен $2,7 \cdot 10^{-3}$ кал/(см·с·град),

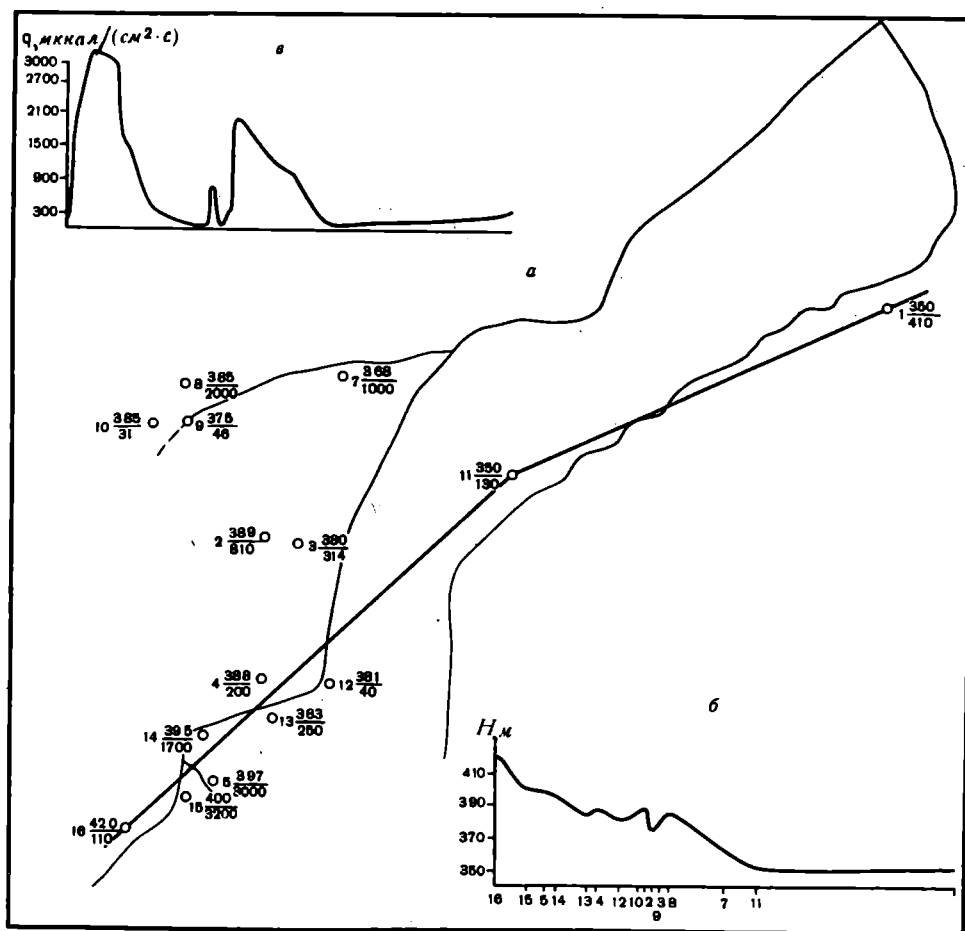


Рис. 22. Схема расположения точек (а) наблюдения за вариациями теплового потока [мккал/(см²·с)] на Северо-Восточном сольфатарном поле вулкана Менделеева; гипсометрический (б) и геотермический (г) профили

В числителе дроби – абсолютная отметка (м), в знаменателе – величина теплового потока, перед дробью – номер точки

а в нижней части поля — $3,1 \cdot 10^{-3}$ кал/(см·с·град). Таким образом, кондуктивный тепловой поток в 1971 г. на Северо-Восточном сольфатарном поле был в среднем равен 27 мккал/(см²·с). Исследования 1973 г. с помощью датчиков (рис. 22) показывают колебания теплового потока в интервале 30–3000 мккал/(см²·с), причем эти колебания непостоянны во времени и подвержены периодическим изменениям. Интенсивность рассредоточенного парения в целом по площади чрезвычайно низка вследствие наблюдающейся повсюду цементации поверхности грунта серой и в энергетическом выражении равна 100–118 мккал/(см²·с) (точки 14, 16). В местах высоких тепловых потоков замеренная интенсивность рассредоточенного парения равна 0,46 г/(м²·с) [27140 мккал/(см²·с)].

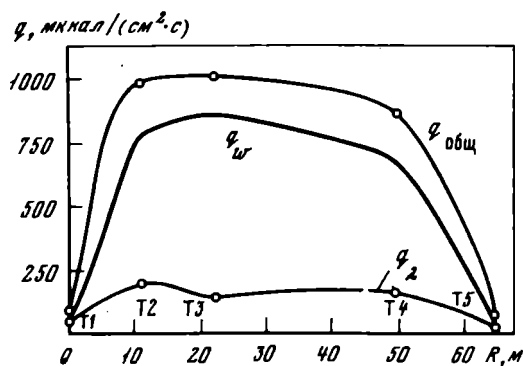


Рис. 23. Схема соотношения кондуктивного (q_λ) и конвективного (q_w) выноса тепла по профилю у руч. Теплый (Горячий Пляж)

$q_{\text{общ}}$ — значения, получаемые по датчику

Наиболее подробно к настоящему времени изучено месторождение Горячий Пляж. Максимальная температура, зафиксированная на глубине, составляет 169°C. Геотермическая съемка (Мархинин, 1959а,б) показала, что породы на поверхности местами прогреты до 100°C. Последующие геотермические исследования в скважинах доказали, 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 до кровли верхнего водоносного комплекса с глубиной температура растет до 100°C, резко повышаясь в зонах разломов. Непрерывный рост температуры наблюдается в породах верхнего водоносного комплекса, достигая максимальной зафиксированной величины на глубинах порядка 100–120 м.

В нижнем относительном водоупоре температура остается постоянной либо постепенно уменьшается к его подошве, оставаясь по величине более 100°C. В нижнем водоносном комплексе господствуют температуры выше 100°C, но о закономерностях их изменения данные весьма ограничены. Более вероятным, по мнению В.М. Дуничева, кажется близостационарный температурный 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 $2,5 \cdot 10^{-2}$ г/(м²·с) [50–1500 мккал/(см²·с)].

Исследование теплового потока датчиками показало (рис. 23), что общий тепловой поток лежит в интервале 80–1000 мккал/(см²·с). У руч. Лечебный зафиксированы потоки в 2500 мккал/(см²·с). Кондуктивный тепловой поток, вычисленный как произведение коэффициента теплопроводности пород, измеренного в полевых условиях, на градиент температуры, лежит в интервале 40–210 мккал/(см²·с). Средняя величина кондуктивного теплопотока для вулкана Менделеева принята равной 30 мккал/(см²·с) вследствие 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.

Изменение пород обусловлено воздействием нагретых газов и вод и в силу этого 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. Состав серосодержащих компонентов конденсата представлен ниже (Набоко, Сильченко, 1959):

	г/л	вес. %
H ₂ S	0,0071	5,4
SO ₂	0,0788	59,8
SO ₃	0,0459	34,8

Хлор присутствует в незначительных количествах. В мало обводненных породах верхних частей сольфатарных полей изменения выражены интенсивным окварцеванием пород (табл. 22). Среди минеральных новообразований резко преобладают сера, затем сульфиды и сульфаты. Сопоставление зональности на нескольких, изученных нами летом 1971 г. серных буграх приводит к следующим представлениям.

Верхняя часть разреза мощностью 5-10 см представлена отложениями сублимационной серы. Столбчатые кристаллы серы ориентированы перпендикулярно к поверхности. Книзу наблюдается слой беспорядочно ориентированной серы мощностью до 50 см. Нередки обломки пород, сильно окварцованных и обеленных.

Ниже лежит слой сильно трещиноватых опалово-алунитовых пород (табл. 22) пропитанных конденсатами газовых струй с рН - 1, весьма агрессивных по отношению к породе. Трещины ориентированы беспорядочно. Порода плотная, в срединной части сохранена реликтовая структура. На поверхности породы 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 (табл. 23), желтые выцветы состоят из сульфатов. Мощность слоя около 30 см.

Затем идут монолитные окремненные породы. Трещины в них часто залечены прожилками опала. Видимая мощность кварц-алунитовых пород порядка 30-40 м.

В нижних частях сольфатарного поля породы изменяются под воздействием грунтовых вод, насыщенных газами. Вследствие этого характер изменения уже иной. Здесь нет столь интенсивных выделений серы. В ореолах пропаривания породы изменены нацело до глин. Здесь же наряду с "гидросольфатами" образуются грязевые котлы. Ориентировочная мощность зоны аргиллизации 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 аргиллизации и количеству выносов в меандрах ручья, где мощность отложений глин свыше 3 м, вынос глинистого материала существен.

Минералообразование в грязевых котлах, залегающих в опалитах, недавно детально изучено Л.М. Лебедевым (1970). Им отмечены: сфалерит, метациннабарит, киноварь, галенит, антимонит, реальгар, аурипигмент. Весьма своеобразны оолитовые выделения опала с тем или иным содержанием сульфидов железа и цинка.

Таблица 22

Химический состав измененных пород Северо-Восточного
сульфатарного поля вулкана Менделеева (о-в Кунашир), вес. %

Компо- ненты	Номера проб			Компо- ненты	Номера проб		
	20	21	26		20	21	26
SiO ₂	84,47	84,65	87,43	H ₂ O ⁺	0,14	3,34	0,03
TiO ₂	0,47	0,9	2,14	H ₂ O ⁻	1,53	3,08	0,49
Al ₂ O ₃	Нет	1,56	Нет	CO ₂	0,08	Нет	0,1
Fe ₂ O ₃	3,13	0,73	1,3	C	Нет	"	0,54
FeO	0,16	0,2	0,09	P ₂ O ₅	"	0,01	0,01
MnO	0,02	Нет	0,01	SO ₃ алу- нита	0,55	0,34	0,41
CaO	0,11	0,33	0,25	Потери	8,4	3	8,91
MgO	0,15	0,2	0,07	при прока- ливании			
Na ₂ O	0,23	0,34	0,28	Сумма	99,66	99,92	100,58
K ₂ O	0,22	0,24	0,32				

Сопоставляя гипсометрические уровни грязевых котлов, можно прийти к выводу, что ориентировочно мощность зоны опалово-алунитовых пород составляет 30-40 м. В нижней части Северо-Восточного сульфатарного поля проявляется зона интенсивной аргиллизации мощностью около 2 м. Опализация пород наблюдается и ниже сульфатарного поля по руч. Кислому, особенно вблизи выхода горячих ключей, но процесс в значительной мере ослаблен и имеет местное значение, вряд ли оказывая определяющее влияние на геотермический режим.

Наиболее полно колонка гидротермально-измененных пород представлена на Горячем Пляже. В последнее время считают, что все воды вулкана Менделеева имеют единую природу, а их 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, гидродинамической, геохимической и геотермической обстановки изменение пород имеет разную направленность. Тем не менее выявляется и общая закономерность смены минералогических зон на глубину. Она выражается в смене приповерхностной зоны аргиллизации зоной пропилитизации. Местами отдельные процессы зоны пропилитизации приобретают самостоятельное значение. Зона аргиллизации имеет среднюю мощность около 250 м.

Подзона интенсивной аргиллизации начинается с поверхности по периферии липаритовой экструзии и туфам андезито-дацитового и андезитобазальтового состава. Она распространяется на глубину 67 м. Мощность зоны непостоянная и в среднем может быть принята равной 50 м. Основной минерал - монтмориллонит и его железистая разновидность (нотронит). Особенно интенсивно подвергнуты изменению цемент туфа и обломки лавы. Плаггиоклаз подвергнут выщелачиванию, в пустотах и по трещинам развит монтмориллонит. На некоторой глубине появляется анальцит, что свидетельствует о переходе к зоне цеолитизации. Наряду с цеолитами появляются гидрослюда и гидрохлорит.

Таблица 23

Химический состав пород и выцветов Северо-Восточного
сульфатарного поля, вес. %
(по С.И. Набоко и В.Г. Сильниченко, 1959)

Компоненты	Свежая лава	Обеленная порода	Выцветы на ней	Черная сульфидная порода	Выцветы на ней
SiO ₂	61,8	92,64	-	9,02	-
TiO ₂	0,25	1,09	-	-	-
Al ₂ O ₃	20,29	1,8	6,2	0,63	6,2
Fe ₂ O ₃	1,4	0,36	3,06	-	18
FeO	4,12	-	7,6	-	-
Fe	-	-	-	38,3	-
CaO	5,96	0,2	-	-	-
MgO	1,89	0,22	-	-	-
Na ₂ O	3,18	-	-	-	-
K ₂ O	0,6	-	-	-	-
S	-	0,54	-	44,18	-
SO ₃	-	-	32,1	4,96	37,5
H ₂ O	0,4	1,7	51,04	3,56	36,5
Сумма	99,89	98,55	100	100,65	98,2

Подзона умеренной аргиллизации, или монтмориллонит - цеолит - хлорит - адуляровая зона, - следующая по глубине. Характерная ассоциация в ней - монтмориллонит - цеолит - гидрослюда - гидрохлорит. Если анализом характерен для переходной зоны, то ломонтит представляет собственно зону цеолитизации. Для месторождения Горячий Пляж весьма характерно развитие внутри этой зоны адуляра, вследствие этого С.И. Набоко с соавторами (1969) выделяет зону адуляровой пропилитизации.

Для удобства сравнения тепловых эффектов с другими месторождениями мы не будем описывать отдельно эту зону, 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, развитие адуляра 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 K₂O и выносе других щелочей. В более глубоких частях зоны наблюдается меньший привнос K₂O. Развитие адуляра без привноса K₂O характеризуется ассоциацией его с кварцем, ломонитом и др. Моноклинный пироксен почти всегда остается свежим, а вот ромбический (гиперстен) - замещается магнезиальным хлоритом.

Мощность подзоны умеренной аргиллизации 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 сильно проработанными породами встречаются горизонты слабоизмененных пород. Характерная ассоциация: кварц, кальцит, гидрослюда, гидрохлорит, ангидрит и эпидот. 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 мичералы вышележащей зоны – монтмориллонит, адуляр, ломонтит.

В целом по местонахождению обнаружено 35 гидротермальных минералов. Изменения происходят под воздействием слабокислых на глубине (pH - 6) и слабощелочных на поверхности (pH - 8) растворов хлоридно-натриевого состава с тем или иным содержанием сульфат- и гидрокарбонат-иона. Температуры достигают 170°C и выше.

Интересно отметить специфику вторичного минералообразования в породах водоупора и водоносных комплексов. Во-первых, минералообразование наиболее 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. Состав его мало зависит от замещаемых пород. Вблизи поверхности – это более железистые разности, по андезитобазальтам – кальциевые, по туфам дацита – натриевые. В термограммах глубинных монтмориллонитов, развивающихся по породам различного химического состава, наблюдается большое сходство (Набоко, Главатских, 1970). Первый эндотермический пик, соответствующий выходу физической связанной воды, наблюдается при 140°C. Такой же пик для поверхностных разностей наблюдается при более высоких температурах и для разных образцов находится в интервале 179–189°C. Вторая эндотермическая остановка для глубинных монтмориллонитов в интервале 590–620°C. В поверхностных разностях гидроксильная вода (по интерпретации С.И. Набоко, С.Ф. Главатских, 1970) выделяется в два этапа – при 564 и 718°C, что связано с повышенным содержанием железа. Последняя эндотермическая остановка, связанная с распадом уже обезвоженного монтмориллонита, у глубинных его разностей при 820°C, а у поверхностных – при 890°C. Поверхностные монтмориллониты содержат большее количество связанной воды, что, вероятно, должно отразиться в межпакетных расстояниях.

Следующий, наиболее типичный глинистый минерал – хлорит, развивающийся в наиболее высокотемпературных условиях по породам подошвы верхнего водоносного комплекса (туфы андезитобазальтов) 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. Термограммы также сходны, обнаруживая эндотермические остановки при 130, 200, 560, 570, 720 и 820°C (Набоко, Главатских, 1970).

Цеолиты по распространению образуют следующий ряд: морденит > ломонтит > гейландит. Морденит развит как по породам верхнего водоносного комплекса, так и по породам нижнего водоупора. Ломонтит чаще всего ассоциирует с адуляром и контролируется зоной парообразования, которая погружается по направлению к вулкану Менделеева. Гейландит 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, развиваясь с глубины около 440 м.

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

Геологические условия

В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, описание которых дается по В.В. Аверьеву, В.И. Белоусову (1965); В.И. Белоусову, В.М. Сугробову (1971); С.И. Набоко и др., (1965).

Самые древние породы, вскрытые скважиной Р-1 (рис. 24), – вулканико-песчанники анавайской свиты ($Pg-N_1^1$). На них залегают древнечетвертичные (Q_1^1) туфоконгломераты и спекшиеся туфы дацитов светло-серого цвета, массивной текстуры и витрокристаллокластической структуры 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 или 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 прослоями 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-дацитового состава, общей мощностью около 60–120 м.

Породы Паужетской свиты прорваны экструзивными и интрузивными телами кислого и основного состава (рис. 24). 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°).

Гидрогеологические условия

С гидрогеологической точки зрения в пределах описываемого месторождения выделяются два водоносных комплекса (Сугробов, Аверьев, 1965).

В пределах верхнего водоносного комплекса 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 псаммитовыми туфами паужетской свиты, служащими относительно водоупором. Мощность отложений до 42 м.

2. Псефитовые туфы андезито-дацитового состава заключают высокотемпературные воды, коэффициент проницаемости туфов от 0,00324 до 0,0350 Д;

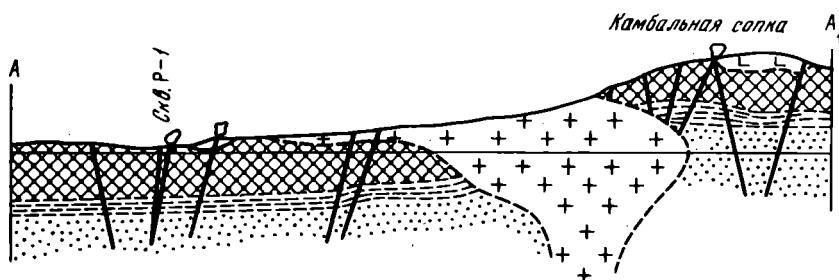
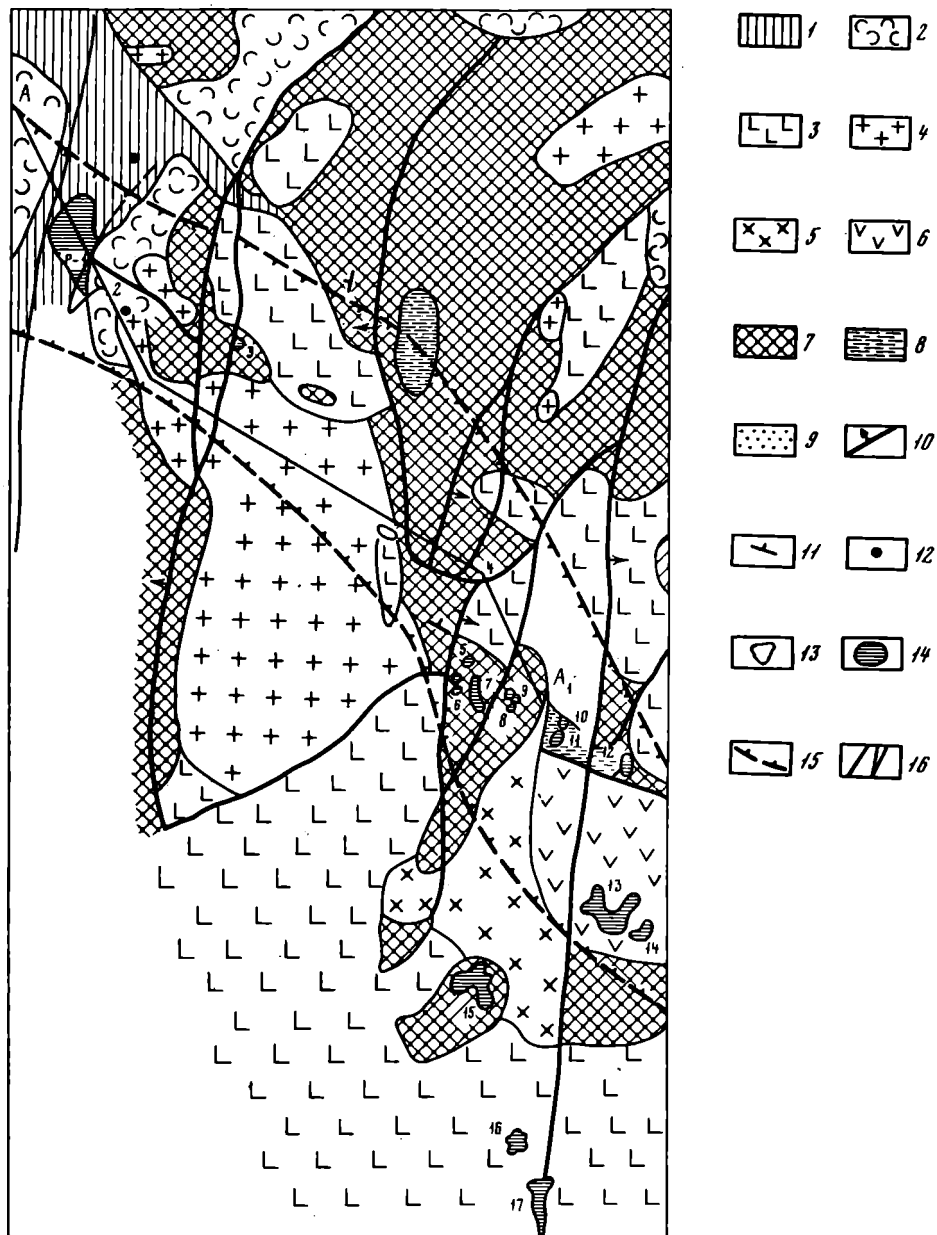


Рис. 24. Схематическая геологическая карта северо-западной части Камбарного хребта (по В.И. Белоусову, В.М. Сугробову, 1971)

Голоцен: 1 – верхний, аллювиальные отложения; 2 – нижний, пемзо-вые отложения; 3 – лавы андезитов и базальтов Камбарного вулкана; 4 –

риодациты экструзии Плоской; 5 – риолиты и дациты экструзий Камбального хребта; 6 – андезитобазальтовая экструзия Кривая. Плейстоцен: 7 – паужетская свита (псефитовые, алевролитовые, пепловые туфы риодацитового 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 – зоны тектонических разрывных нарушений. Цифры на карте: 1 – Паужетское поле, 2 – Верхне-Паужетское 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

дебит скважин до 6,0 кг/с. Эти породы подстилаются пачкой слабопроницаемых андезитовых туфоконгломератов.

Нижний водоносный комплекс – вулканомиктовых песчаников анавайской 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 превышает 2000 мм/год, например на высоте 780 м количество их в течение четырехлетнего 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 $52,6 \text{ л/км}^2 \cdot \text{с}$, причем поверхностный и грунтовый сток (речной) равен $21,1 \text{ л/км}^2 \cdot \text{с}$, а сток, не дренируемый местной речной сетью, – $31,5 \text{ л/км}^2 \cdot \text{с}$. Общий расход термальных вод составляет 100 л/с (Аверьев, Сугробов, 1965).

Геотермический режим

Детальное изучение распределения температур в недрах месторождения проведено В.М.Сугробовым и Н.Г. Сугробовой (1965). Ниже кратко изложены результаты их исследований.

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

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 температур с глубиной менее интенсивно. Температура пород в этой области, вероятно, характеризует температуру циркулирующих здесь растворов. Максимальная достигнутая температура равна $194\text{--}200^{\circ}\text{C}$ в юго-восточной части участка на глубине 400 м (скв. 18). Область высоких температур приурочена к местам естественного выхода кипящих источников. На север и северо-запад температура снижается до $160\text{--}170^{\circ}\text{C}$ (скв. 4, 8, 10, 11, 19). В наиболее удаленной от области естественной разгрузки части участка температура падает до 74°C (скв. 3, глубина 312 м).

Измерение температур в роторной скважине (800 м) показывает, что до глубины 120 м температура быстро увеличивается и достигает 171°C , далее, до глубины 400 м, рост температуры менее интенсивный – до 186°C . В интервале 400–500 м наблюдается падение температур до 162°C . Расчет температур на забое скважины дает величину ее не более 150°C .

Уровень вскипания гидротерм в крупных трещинах в среднем расположен на глубине 120 м, местами опускается до 200 м и ниже. В порах и мелких трещинах парообразование происходит в близповерхностных условиях. 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 определяется В.В. Аверьевым, В.М. Сугробовым (1965) в $4,73 \cdot 10^{11}$ ккал/год ($1,5 \cdot 10^4$ ккал/с), кондуктивные теплопотери составляют около $3,94 \cdot 10^{-5}$ ккал/(см²·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/(см²·с).

Согласно последним данным (Белоусов, Сугробов, 1971), общий непосредственно измеренный вынос тепла гидротермальной системой оценивается величиной $2,5 \cdot 10^4$ 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. 24, гидротермальная активность обусловлена существованием на глубине вод с температурой более 150°C , а формирование потока происходит в пределах этой зоны, ширина которой 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 происходит формирование различных минералогических зон.

Минералогическая зональность описана по материалам исследователей, детально изучивших месторождение, С.И. Набоко, Б.И. Пийпа (1961), С.И. Набоко (1962–1965 гг.), С.И. Набоко, Г.А. Карпова, А.П. Розниковой (1965). Названия зон основаны на приведенной выше (глава II) классификации и несколько отличаются от названий, данных указанными исследователями. Это вызвано целями укрупнения зон (без изменения их сущности) для облегчения ориентировки при сопоставлении зональности различных месторождений.

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

В подзоне интенсивной аргиллизации, развитой спорадически, основной минерал – каолинит с незначительной примесью гидрогематита, опала, алуниита и пирита. В более глубоких горизонтах отмечаются минералы группы монтмориллонита. Процесс идет при температуре $50\text{--}100^{\circ}\text{C}$ под воздействием кислых сульфатных растворов, образующихся при конденсации пара, отделяющегося от щелочных хлоридно-натриевых вод. Состав газов в конденсате пара варьирует в пределах: $10\text{--}100$ мг/л H_2S и $20\text{--}200$ мг/л CO_2 .

Из данных табл. 24 видно, что термальная вода (1), взятая из зоны аргиллизации, несколько кислее порового раствора (2). Породы подзоны интенсивной аргиллизации претерпели значительное химическое изменение, выразившееся в выносе щелочных и щелочноземельных металлов, о чем можно судить и по составу водных вытяжек (табл. 25) из глин, химический состав которых приведен в табл. 26. Состав водных вытяжек коррелируется с составом порового раствора.

В целом по месторождению мощность подзоны интенсивной аргиллизации 1–5 м; в среднем 1,5 м. Она контролируется содержанием сероводорода, поэто-

Таблица 24

Состав термальной воды и поровых растворов из различных метасоматических зон Паужетского термального поля (С.И. Набоко и др., 1965)

Компо- ненты	Содержание, г/л					
	1	2	3	4	5	6
	pH					
	3,3	4,2	7,3	9,1	6,1	8
H ⁺	0,0005	0,0016	-	-	-	-
NH ₄ ⁺	0,225	-	-	-	-	0,01
Na ⁺	0,3156	0,0342	1,4195	1,5191	1,802	0,9621
K ⁺		0,0009	0,1055	0,0655	0,0845	0,0964
Mg ⁺²	0,0135	0,0667	0,0655	0,0437	0,131	0,0022
Ca ⁺²	0,024	0,3322	1,6745	1,2608	1,5365	0,0473
Al ⁺³	0,07	-	-	-	-	-
R ₂ O ₃	-	3,255	-	-	-	-
Fe ⁺²	0,0283	-	-	-	-	-
Mn ⁺²	0,0086	-	-	-	-	-
P ⁻	0,0006	-	-	-	-	-
Al ⁻	0,0113	1,05	2,7321	3,5682	1,999	1,5814
SO ₄ ⁻²	1,7901	8,16	3,42	1,9836	5,3442	0,0823
HSO ₄ ⁻	0,0485	-	-	-	-	-
HCO ₂ ⁻	0,0021	-	-	0,244	-	0,0183
H ₂ SiO ₃	0,1612	0,42	1,4267	0,5188	0,5188	0,3463

Примечание. 1 – термальная вода из зоны аргиллизации; 2 – поровый раствор из подзоны интенсивной аргиллизации; 3 – то же из подзоны умеренной аргиллизации; 4 – то же из зоны цеолитизации; 5 – раствор из зоны пропилитизации; 6 – глубинная термальная вода.

му С.И. Набоко и другие исследователи классифицируют процесс как серно-кислотное выщелачивание. На глубине все большую роль начинают играть минералы группы монтмориллонита и цеолита. Эти подзоны мы называем подзоной умеренной аргиллизации.

Подзона умеренной аргиллизации развита по всей площади месторождения, имея в среднем мощность около 65 м. В зависимости от геотермических, тектонических и гидрогеологических 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°C соответственно. Кроме монтмориллонита присутствуют цеолиты – анальцим, птилолит, а на глубине появляется ломонтит. Резкой границы между подзонами интенсивной и умеренной аргиллизации и подзоной цеолитизации провести нельзя, поэтому называемые границы несколько услов-

Таблица 25

Состав водных вытяжек из глин Паужетского

Глубина, м	pH	H ⁺	NH ₄ ⁺	Na ⁺
0-0,05	4,2	1,6	-	34,2
0,25-0,3	3,26	0,28	37,5	12,8
0,33-0,42	6,7	-	46,4	8,7
0,52-0,62	6,7	-	12,2	4,5
0,95-1,05	7,1	-	12,3	4,2
1,21-1,3	6,5	-	6,5	2,25
1,7-1,83	6,7	-	9,7	1,8
2,3-2,35	6,5	-	6,84	1,75

Таблица 25 (окончание)

Глубина, м	Al ⁺³	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻
0-0,05	3255	1050	8160	-
0,25-0,3	147,13	70,9	1674,8	-
0,33-0,42	Не определя- лось	17,8	594,2	14,6
0,52-0,62	-	88,6	61,7	26,8
0,95-1,05	-	88,6	56,8	15,9
1,21-1,3	-	70,9	-	21,9
1,7-1,83	-	35,6	-	23,2
2,3-2,35	-	35,5	-	26,8

Таблица 26

Химический состав глин зоны интенсивной аргиллизации Паужетского

Глубина, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
0	38	1,32	32,3	13,13	0,55
0-0,1	39,62	0,86	37,11	5,42	0,55
0,25-0,3	-	-	-	-	-
0,33-0,42	-	-	-	-	-
0,52-0,62	-	-	-	-	-
0,95-1,05	48,82	0,73	20,11	5,26	0,55
1,21-1,3	-	-	-	-	-
1,7-1,83	-	-	-	-	-
2,3-2,35	49,02	0,89	17,68	6,96	0,43
2,8-2,84	48	0,85	16,95	-	0,87

термального поля, мг/100 г (Набоко, Филькова, 1966)

K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Fe ⁺²	Fe ⁺³
0,9	333,2	56,7	-	-
0,65	48,99	81,05	10	-
1,82	28,96	96,05	Не опре- делялось	-
0,9	8,01	14,16	-	-
0,65	8,51	9,73	-	-
0,65	4,91	2,73	-	-
0,6	3,1	1,21	-	-
0,6	3,81	2,13	-	-

H ₂ SiO ₃	M	Cl:SO ₄ :HCO ₃	Na:K	Ca:Mg
420	13000	1 : 8 : 0	35 : 1	6 : 1
-	2080	1 : 23 : 0	20 : 1	0,5 : 1
1,62	80,55	1 : 39 : 0,8	5 : 1	0,3 : 1
-	215,07	1 : 0,7 : 0,3	5 : 1	0,8 : 1
3,25	199,94	1 : 0,6 : 0,2	6 : 1	0,9 : 1
1,62	111,49	1 : 0 : 0,3	3 : 1	2 : 1
3,35	77,36	1 : 0 : 0,7	3 : 1	2,5 : 1
-	70,59	1 : 0 : 0,7	3 : 1	2 : 1

термального поля, вес. % (Набоко, Филькова, 1966)

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	S _{общ}
0,78	0,15	0,94	0,17	0,12	0,05
-	1,3	0,98	0,22	0,08	3,1
-	-	-	0,48	Her	2,72
-	-	-	0,48	0,12	1,7
-	-	-	0,5	Her	1,2
0,32	4,37	1,42	0,25	0,12	2,22
-	-	-	0,4	Her	0,62
-	-	-	0,16	"	0,3
0,24	2,8	2,12	0,48	1,04	0,31
-	5,55	4,1	0,55	1,1	-

ны, а зоны и подзоны выделяются по преобладающему минералу. Критерий мощности подзоны умеренной аргиллизации – температурный фактор, которому подчиняется и ее пространственное положение. В направлении погружения изотерм (с юга на север) происходит увеличение мощности подзоны, равняющейся в основном по алевропелитовым туфам дацитового состава. Основным замещающий минерал – плагиоклаз; следующими замещению подвергаются пироксены (авгит) и стекло. Монтмориллонит желтого, желто-зеленого и зеленого цвета. Судя по составу порового раствора, из этой зоны (см. табл. 24) часть монтмориллонита могла отложиться из него.

Так же как и в подзоне интенсивной аргиллизации, составы водных вытяжек и поровых растворов в хорошем согласии, химические изменения породы незначительны, однако наблюдается небольшое обогащение породы магнием и водой.

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

В описываемой подзоне встречаются совместно как катионный, так и анионный метасоматоз (окварцевание, карбонатизация), в локальных участках иногда приобретающие самостоятельное значение. Детальное изучение месторождения позволило С.И. Набоко выделить участки окварцевания и адуляризации, кварц-гидрослюдистого метасоматоза, имеющие местное развитие. 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 депарирования гидротерм. При вскипании происходит концентрирование жидкой фазы, в результате чего некоторые компоненты (Na , K , SiO_2 , CO_3) приобретают высокую активность. Отжатый поровый раствор гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый с $\text{pH} = 9,1$ и минерализацией около 10 г/л (см. табл. 24). Следовательно, компоненты, содержащиеся в растворе в малой концентрации (K^+ , CO_3^{2-} , SiO_2), могут быть зафиксированы в твердой фазе лишь в особых случаях. Образование же цеолитов связано с фиксацией ионов водорода, что подтверждается высоким 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, достигает в обводненных участках 60%. На основной процесс гидротермального изменения пород при аномальных условиях могут накладываться второстепенные процессы: альбитизация, окварцевание, адуляризация и др. В среднем подзона цеолитизации имеет мощность 150–200 м и на глубину сменяется зоной пропилитизации.

Зона пропилитизации развита по всей площади месторождения и прослежена на глубину 800 м (забой роторной скважины). Характерно присутствие хлорита, альбита, кальцита, серицита, ломонтита, 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, клиноцоизит. Минералообразование идет при температурах 100–120°C в близонейтральных, слабокислых растворах (см. табл. 24).

В общей сложности на Паужетском месторождении обнаружено более 45 новообразованных минералов, но наиболее распространенные из них (глинистые, цеолиты, хлориты и карбонаты) слагают последовательно сменяющиеся на глубину 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, возраст Паужетской гидротермальной системы около 10 000 лет, следовательно, изменению подвергается слой не менее 8 см в год.

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

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

2. Изученные гидротермальные 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, алуинитизации и аргиллизации зоной пропилитизации.

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 (А.Ильин и др., 1973). Процесс фазовых переходов растворов чрезвычайно энергоемок и характеризуется скоростью, на несколько порядков большей, чем скорость рассмотренных выше химических реакций, поэтому является одним из важнейших механизмов трансформации глубинной энергии.

ОЦЕНКА ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ РАСТВОРОВ

Прежде чем перейти к количественной характеристике фазовых переходов растворов, кратко остановимся на энергетической сущности этого процесса и причинах, обуславливающих его возможность в областях разгрузки современных гидротерм. 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 являются определяющими 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 изоэнтальпийно может испариться лишь определенная часть жидкости. Остальная же ее часть охлаждается и характеризуется меньшей энтальпией. Следовательно, зная количество образовавшегося пара, его энтальпию 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 Паужетке и Горячем Пляже глубина ее варьирует в среднем от 120 до 200 м, а на Центральном термальном поле кальдеры Узон – первые десятки сантиметров-метры. По зонам тектонических разрывных нарушений кипящие воды часто выходят на поверхность. Важнейшая отличительная особенность рассматриваемого процесса в том, что в ходе его происходят трансформация и вынос глубинной энергии – затраты при кипении, частичное выделение при конденсации и выносе паром (струи и рассредоточенное парение). При гидротермальном же преобразовании пород энергия необратимо затрачивается или выделяется в рамках рассматриваемого процесса. Оценка энергетического эффекта фазовых переходов растворов в Узон-Гейзерной гидротермальной системе производилась при помощи конусов Аверьева и тепломеров по методике, описанной в главе II. Сходимость результатов измерений обоими методами составляла 15–25%.

Оценка интенсивности и энергетического эффекта конденсации пара произведена автором впервые в кальдере Узон и Долине Гейзеров прямыми 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 $500 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$.

Большие колебания интенсивности конденсации пара во времени обнаружены в Долине Гейзеров. На рис. 25 приведена типичная кривая зависимости массы конденсата от времени суток (рис. 25, б). На рис. 25, а та же кривая 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 в близповерхностной зоне конденсации теплового потока плотностью около $1600 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$.

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 $0,0141\text{--}0,0247 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$. Таким образом, в процессе конденсации пара происходит формирование теплового потока на 2–3 порядка большего, чем фоновый кондуктивный теплопоток Восточной Вулканической зоны Камчатки.

Интенсивность переходов растворов в пар прямым методом у скв. Р-9 определялась на Узоне. Ее величина на глубине 40–60 см оценена в $0,058 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$, что соответствует затратам энергии, равным около $3000 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$. 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 энергии конденсации пара плюс вынос тепла струями и рассредоточенным паром. Вынос тепла струями рассчитан из данных 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 показано выше, равен $0,03 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$. Следовательно, интенсивность вскипания равна $0,133 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$, что соответствует поглощению тепла не менее $8000 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$. 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 $860 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ (см. рис. 23, точка 3 у руч. Теплого) до $39,6 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ (точки 1,5 на том же профиле). По сравнению с Узон-Гейзерной системой максимальные и минимальные величины потоков здесь на

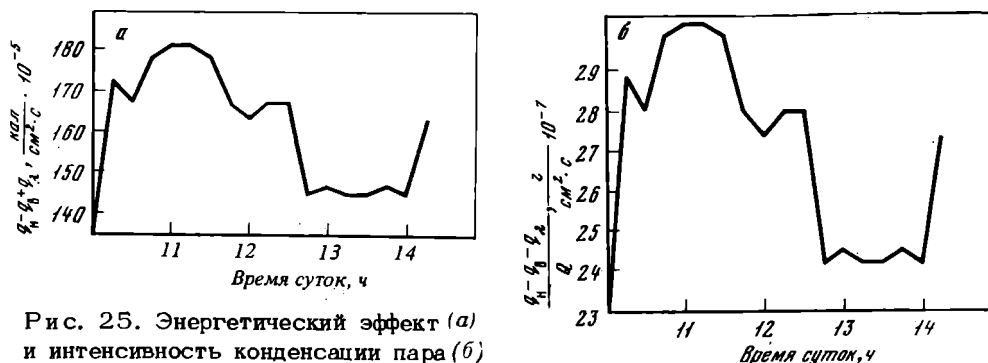


Рис. 25. Энергетический эффект (а) и интенсивность конденсации пара (б) в Долине Гейзеров (скв. 17, 18. VIII 1972 г.)

порядок меньше. По-видимому, это следует объяснять отсутствием мощного слоя глины, что приводит к свободному выносу тепла паром.

На Северо-Восточном сольфатарном поле (с-в Кунашир) ввиду интенсивной трещиноватости основной вынос осуществляется паровыми струями, тем не менее формирование потока за счет конденсации пара в некоторых точках достигает $2700 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ (см. рис. 22, точка 15). Определить интенсивность вскипания гидротерм непосредственными методами 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 (глава II, раздел 3) показала, что возможные реакции как с выделением, так и с поглощением тепла (Ильин, 1973). Очевидно, что 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 автором 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 пароводяная 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).

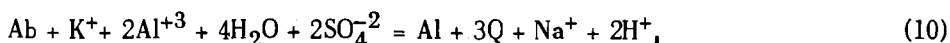
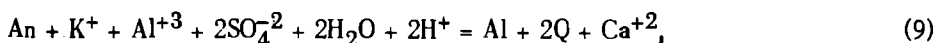
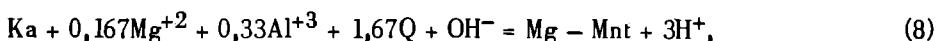
Кондуктивный тепловой поток определялся как произведение геотермического градиента, рассчитанного по результатам термометрии скважин и коэффициента теплопроводности пород. Последний измерялся сотрудниками Института вулканологии ДВНЦ АН СССР Н.Г. Сугробовой методом мгновенного теплового импульса (Любимова и др., 1964) на образцах, отобранных послойно для максимально полной характеристики разреза и запафенированных 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. Изучались также объемный вес и химический состав пород. Этот комплекс 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 неизменной породе) затруднительна, поскольку рассматриваемая термоаномалия заключена в кальдерно-озерных образованиях, состоящих из переотложенного материала. Интенсив-

ность 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 приведенные ниже реакции рассчитывались для обоих случаев, а при определении теплового эффекта бралась средняя величина¹:



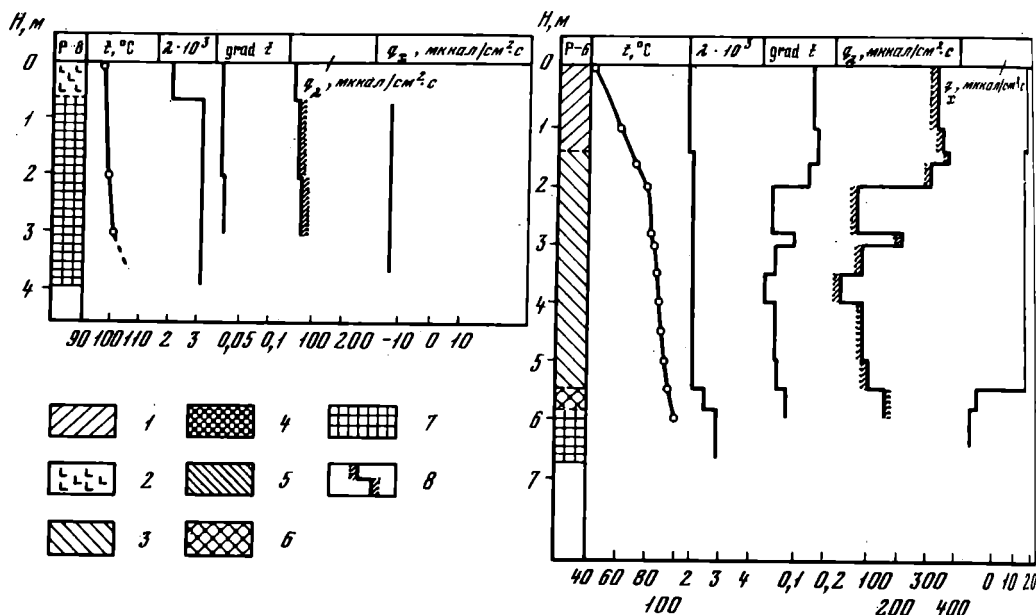
В пределах разбуренного интервала глубин сверху вниз выделено 7 подзон (рис. 26), названных по ведущим минералам, существование которых в зоне учитывалось при расчете суммарного энергетического эффекта: опаловая 1, рудная 2, каолининовая 3, гиббсит-каолининовая 4, галлуазит-каолининовая 5, монтмориллонит-каолининовая 6, цеолит-каолинит-монтмориллонитовая 7. Указанные минеральные ассоциации в основном характеризуют зону аргиллизации, которая на большинстве месторождений современных гидротерм занимает самое верхнее положение (Набоко, 1969). Основные минералы в названных ассоциациях – каолинит и монтмориллонит, поэтому выделяют две укрупненные зоны: преимущественной каолинизации и преимущественной монтмориллонитизации. Первая развивается выше уровня вскипания гидротерм, вторая – ниже его. Выделение их, как будет показано ниже, 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 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 мкал/(см²·с), которое удобно сопоставлять с величиной кондуктивного теплопотока.

В заключение определялся суммарный результат по каждой скважине (альгебраическое сложение эффектов зон, вскрытых скважиной) и сравнивался с величиной измеренных независимо кондуктивных теплопотерь через поверхность Земли в данном пункте. Такое сопоставление графически выражено рис. 26. Наиболее представительные из полученных результатов (скв. Р-8), характеризующие центральную часть очага разгрузки, его периферию (скв. Р-7) и промежуточную зону (скв. Р-6).

Расчеты показывают (табл. 27), что кроме процесса образования Mg-монтмориллонита все рассмотренные реакции экзотермичны. Поскольку обра-

¹ An – анортит ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), Ab – альбит ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), Q – кварц (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 $\text{Al}[\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6]$.



зование монтмориллонита происходит в самой глубинной и высокотемпературной части изученных разрезов (см. рис. 12), смена знака эффекта хорошо согласуется с общим для физико-химическим превращений принципом Ле-Шателье. Уже отсюда напрашивается заключение 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 (глава II), занимающей нижнее положение в гидротермально измененных породах системы, подтверждает сделанный выше вывод.

Как видно из табл. 27, 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, определенный с учетом их мощности, оказывается для большинства скважин максимальным в каолиновой зоне. Поскольку мощности минеральных зон в скважинах различны, то и суммарный тепловой эффект отличается (табл. 28).

Кондуктивный тепловой поток q_λ по изученным скважинам, хотя также сильно варьирует по площади, имея на выходе от 26,8 до 360 мккал/(см²·с), всегда превышает суммарный эффект минералообразования. Сопоставление этих величин показывает, что в измеренных кондуктивных потерях тепла через поверхность Земли лишь 6–12% 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. 26). В том же направлении увеличивается выделение "хемогенного" тепла и погружается верхняя граница зоны образования монтмориллонита, что еще раз подчеркивает отмеченную выше закономерность изменения знака тепловых эффектов минералообразования.

В приведенном анализе нами не учитывались 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

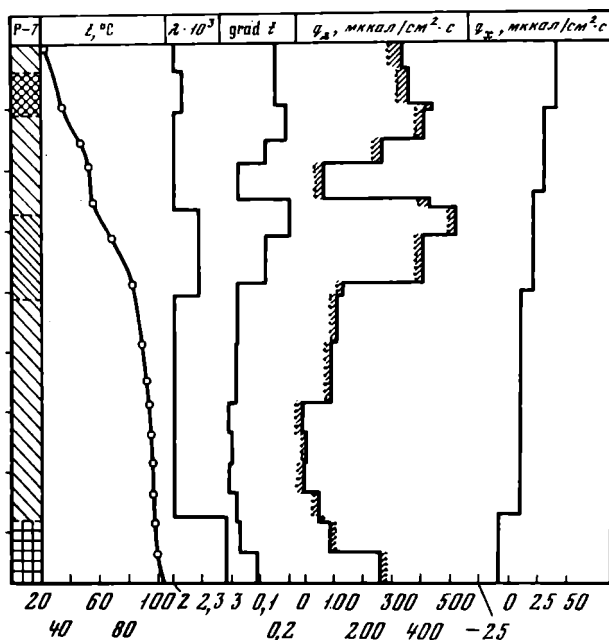


Рис. 26. Соотношение кондуктивной (q_λ) и "хемогенной" (q_x) составляющих теплового потока Центральной Узонской термоаномалии

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; λ - коэффициент теплопроводности пород

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 реакции (см. табл. 27). 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. Однако последнее возможно, если в недрах системы растворение минералов идет в равновесных условиях, а выпадение вблизи поверхности - в неравновесных. Поскольку по этим вопросам нет достоверных сведений, мы не можем произвести оценку возможной ошибки. 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 теплосток 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 теплостока по отдельным скважинам (см. рис. 26) показывает, что на уровне вскипания кондуктивный теплосток уменьшается, а выше, в зоне конденсации пара, увеличивается. Отдельные узкие пики и депрессии на графиках теплового потока могут быть связаны с погрешностями температурных измерений, резко влияющих на величину градиента. Тем не менее они не заслоняют общих тенденций изменения кондуктивного теплостока по глубине.

Таблица 27

Термодинамические характеристики реакций изменения пород
в кальдере Узон

Продукт реакции	Исходный материал			
	альбит		анортит	
	$-\Delta H_{298}^0$	$-\Delta Z_{298}^0$	$-\Delta H_{298}^0$	$-\Delta Z_{298}^0$
	ккал/моль			
Каолинит	22,8	22,53	31,48	22,71
Галлуазит	18,35	18,08	27,03	18,26
Гиббсит	14,57	12,62	37,91	25,44
Алунит	-11,9	21,86	34	45,83
Кварц (опалит)	4,9	5,02	-	-
Монтмориллонит по каолиниту ¹	-6,96	-	-	-

¹ Рассчитано по экспериментальным данным Г.Хелгесона (Helgeson, 1969).

Разница величин кондуктивных теплопотерь в скв. Р-8 и Р-7 обусловлена, по-видимому, выносом тепла при рассредоточенном парении, практически затухающем на периферии участка. Его тепловой эффект оказывается, таким образом, близким к 200 мкал/(см²·с). Такой же порядок его величины был установлен ранее для этой термоаномалии (Аверьев и др., 1971), а также для фумарольных полей Мутновского вулкана (Поляк, 1966).

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

Таким образом, в пределах изученного интервала глубин суммарный эффект рассматриваемых реакций экзотермичен и составляет 6-12% от наблюдаемого кондуктивного теплопотока. К сожалению, для других гидротермальных систем, изученных на большую глубину, автор не имел столь подробных сведений, как для Узонской термоаномалии, поэтому для оценки суммарного эффекта минералообразования в них пришлось использовать данные, полученные в глав. II, но 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 ниже произведено сопоставление 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. 27 приведены колонки измененных пород некоторых изученных месторождений. В общем видно, что даже различные по химизму породы претерпевают одинаковые минералогические изменения, выражающиеся в смене на глубину зоны аргиллизации зоной пропилитизации. Мощность отдельных подзон и порядок смены на глубину может быть различен. Так, в Вайракее (Новая Зеландия) подзона пеолитизации имеет мощность более 300 м, а на Горячем Пляже она почти не развита, но на последнем широкое развитие имеет подзона умеренной аргиллизации. Несомненно, что специфика геологических, гидрохимических и термодинамических условий так или

иначе отражается на изменении пород. Однако представляется очевидным, что отмеченная выше тенденция к смене с глубиной зоны аргиллизации зоной пропилитизации наблюдается повсюду.

Сравнение измененных пород в областях разгрузки современных гидротерм с колонками молодых и древних гидротермальных рудных месторождений также указывает на их близкое соответствие, а порой и повторяемость.

Еще В.В. Аверьев подчеркивал поразительное сходство в длительности современного и древнего гидротермальных процессов. По его мнению, современный геотермальный район соответствует древнему рудному, гидротермальная система – рудному полю, геотермальное месторождение – рудному.

По представлению А.Дж. Эллиса (1965), корни современных гидротермальных систем находятся ниже 5 км, где господствуют субкритические, а возможно, и надкритические температуры и давления порядка 1000 атм. Это находится в согласии с исследованиями геологов-рудников. Так, установленные Б.Стрингхемом (Stringham, 1952) кислотно-щелочные и температурные

Таблица 28

Энергетический эффект гидротермального изменения пород
кальдеры Узон

Минералогическая зона (подзона) и ее мощность, см	Тепловой эффект ΔH , кал/г	Интенсивность гидротермального изменения пород, %	Суммарный удельный тепловой эффект, мкал/(см ² ·с)
Скважина Р-8			
Цеолит-каолинит-монтмориллонитовая, 400	18,7	75	14
Скважина Р-6			
Опаловая, 140	-32	70	-7,35
Каолинитовая, 400	-73,75	70	-51,5
Гиббсит-каолинитовая, 46	76	70	-5,3
Цеолит-каолинит-монтмориллонитовая, 100	18,7	770	3,3
Суммарный тепловой эффект по скважине			-60,85
Скважина Р-7			
Каолинитовая, 670	-73,75	90	-112
Гиббсит-каолинитовая, 75	-80	80	-11,7
Галлуазит-каолинитовая, 145	-71	75	-19,5
Цеолит-каолинит-монтмориллонитовая, 115	18,7	70	3,75
Суммарный тепловой эффект по скважине			-139,45

Примечание. Плотность пород равна 2,5 г/см³; принятая скорость реакции равна 10⁻⁹ 1/с.

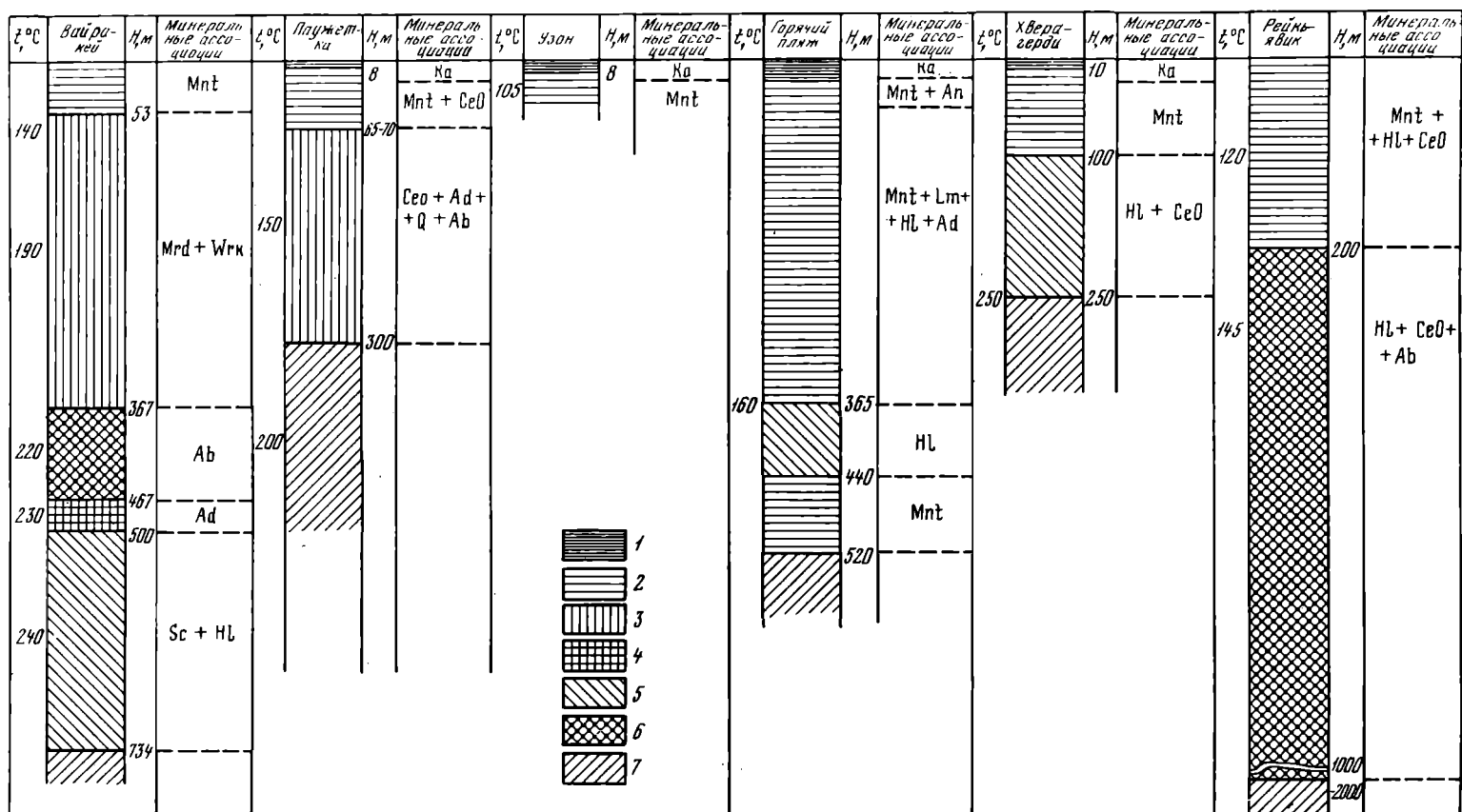


Рис. 27. Зональность гидротермально измененных пород современных геотермальных систем

1 - подзона интенсивной аргиллизации; 2 - подзона умеренной аргиллизации; 3 - цеолитовая; 4 - подзона адуляризации;

5 - подзона хлоритизации; 6 - подзона альбитизации; 7 - зона пропилитизации. Гидротермальные системы: Вайракей (Новая Зеландия), Паужетка (СССР), Узон (СССР), Горячий Пляж (СССР), Хвергерди (Исландия), Рейкьявик (Исландия)

условия образования минералов группы каолинита, монтмориллонита, цеолитов и гидрослюд вполне согласуются с современными. Пропилитовые ассоциации минералов у него расположены в субкритической и надкритической областях. По данным изучения современной вертикальной минералогической зональности пропилитовая зона – самая нижняя на всех известных месторождениях (см. рис. 27).

Результаты ряда работ (Власов, 1965а,б, 1971; Власов, Василевский, 1959; Василевский, 1968; Василевский, Ротман, 1965) позволяют составить картину изменения пород Срединного Камчатского хребта (область недавней гидротермальной деятельности). В верхнем ярусе ($N_2 - Q$) широко развита формация серных кварцитов – пропилитов (рис. 28). Зональность этой формации вполне сопоставима с зональностью, описанной С.И. Набоко (1963) для вулкана Эбеко (Серное кольцо), с зональностью алунитовых месторождений района Угусу в Японии (Ивао, 1965), низкотемпературных месторождений золота и серебра.

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

Сходная зональность описана Р.Д. Харвеем и К.И. Виталиано (Hurvey, Vitaliano, 1964) для округа Гольдфильд (Невада), где в направлении от рудных тел наблюдаются смены зон с алунитом, кварцем, каолинитом, монтмориллонитом, минералами пропилитовой ассоциации. На золото-серебряном месторождении Касуга (Япония) в префектуре Кагосима (Tokunaga, 1955) вторичные кварциты на глубину сменяются алунитами и пропилитами.

Можно было бы привести еще ряд примеров по месторождениям 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 наблюдаемое сходство колонок измененных пород не случайно и, вероятно, указывает на аналогичный механизм их образования.

Гидротермально-измененные породы второго структурного яруса ($Pg_3 - N_1^2$) представлены пропилитами (см. рис. 26), самой глубинной зоной, вскрытой на современных месторождениях гидротерм (см. рис. 27). Большое сходство с метасоматической колонкой Срединного хребта Камчатки во втором ярусе обнаруживают среднетемпературные гидротермальные рудные месторождения более древнего возраста.

В третьем структурном ярусе ($Cr_1 - Pg_1$) Срединного хребта развиты ортоклазовые метасоматиты (см. рис. 28). Фрагменты этой ассоциации, как указание на высокую температуру недр, развиты во всех современных гидротермальных системах (см. рис. 27). Кварц-адуляровая ассоциация обнаружена в кальдере Узон, хотя глубина изучения 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, Василевский, 1964): 1) происходит перемещение компонентов из центральных и глубинных зон в боковые, а также одновременное обогащение периферических зон 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, например (Набоко, Главатских, 1971; Дуничев, 1971), но изучение их связано с большими трудностями, обусловленными не-

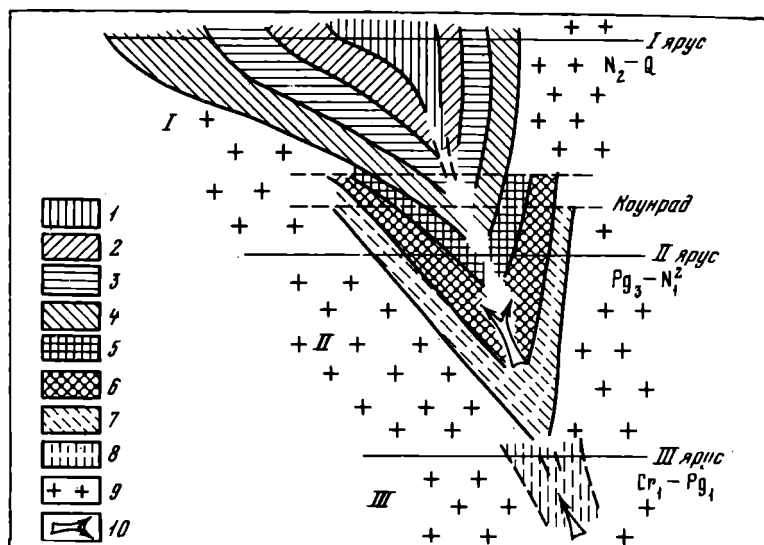


Рис. 28. Обобщенная схема зональности гидротермально измененных пород Среднего хребта Камчатки (по Г.М. Власову, М.М. Василевскому, 1964)

1 - серные кварциты и алуниты; 2 - то же с Hg, Sb, As; 3 - каолиновые кварциты с Hg, Sb, As; 4 - серицитовые кварциты с Au; 5 - серицитолиты и гидрослюдастые породы с Au, Ag; 6 - хлорито-серицитовые пропилиты с полиметаллами; 7 - эпидот-актинолитовые пропилиты с Mo, Cu; 8 - ортоклазовые метасоматиты с Cu; 9 - неизмененные породы; 10 - направления движений растворов; I - кварциты (низкотемпературные месторождения); II - пропилиты (среднетемпературные месторождения); III - ортоклазовые метасоматиты (высотемпературные месторождения)

достаточной эродированностью. 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 объяснять молодостью, слабой эродированностью и незаконченностью гидротермального процесса. Требуется 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.

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 выше фактов можно создать идеализированную колонку измененных пород, в которой верхнее положение занимают приповерхностные зоны окварцевания, алунитизации и аргиллизации, а нижнее - зона пропилитизации, характеризующая субвулканические и, возможно, гипабиссаль-

ные условия, где расположены корни современных гидротермальных систем (табл. 29). Такая колонка может быть использована для расчета теплового баланса гидротермальных систем. В табл. 29 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. 29, изучены недостаточно полно.

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. 29 показаны фактические сведения о распределении кондуктивного и "хемогенного" потоков от центра к периферии Центральной термоаномалии кальдеры Узон. По аналогии с этими данными построены предполагаемые кривые распределения кондуктивного и конвективного потоков в пределах гидротермальных систем (рис. 29). 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, 1972) и в центре гидротермальной системы (рис. 29). Второй минимум, по данным Я.Б. Смирнова (1972), наблюдается на срединных океанических хребтах на расстоянии 100–300 км от их оси. Такую точку мы не можем точно указать для современных гидротермальных систем, но можно полагать, что она соответствует зоне разломов, ограничивающих систему.

Таблица 29

Структура теплового баланса гидротермальной системы

Глубина	Минералогическая		Фазовое состояние растворов	Пути трансформации и расхода энергии
	Зона	Подзона ¹		
Приповерхностные	Окварцевания	—	Преимущественно конденсация пара	Рассредоточенное парение, вынос тепла водой, кондуктивный тепловой поток, прогрев пород и погружающихся вод, тепло конденсации пара и экзотермических реакций
	Апунитизации	—		
	Аргиллизации	Каолинитовая		
		Монтмориллонитовая		
Субвулканическая и гипабиссальная	Пропилитизации	Серицитовая	Преимущественно кипение	Вскипание и дегазация раствора, прогрев пород, экзотермические реакции
		Хлоритовая		
		Цеолитовая		
		Цеолит-альбит-эпидот-карбонатная		
	Корни гидротермальной системы (более 5 км)	Эпидот-альбитовая? Актинолит-эпидотовая?	Зона фазовых переходов Перегретый жидкоподобный флюид	Прогрев пород, смешение теплоносителя с водами глубокой циркуляции, эндотермические химические реакции
			Преобразование конденсация пара	Превращение глубинного вещества (?), генерация теплоносителя (?), эндотермические реакции

¹ В названии подзоны указываются лишь ведущие минералы.

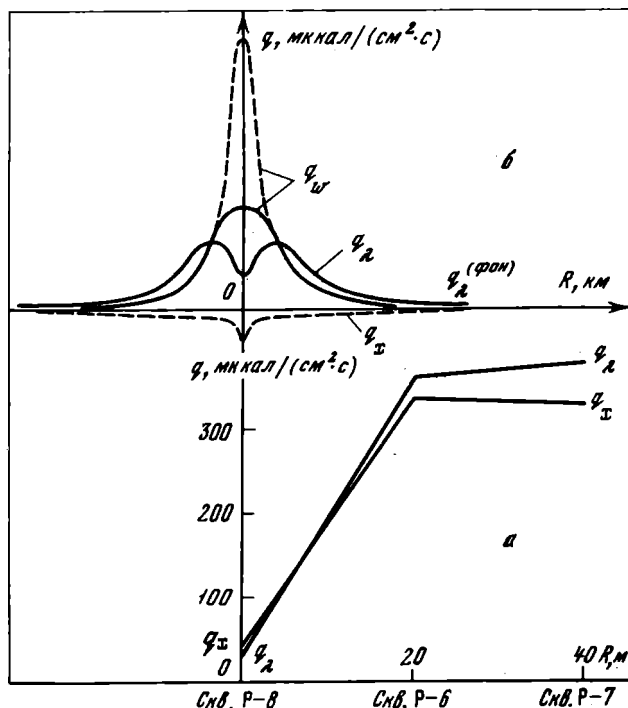


Рис. 29. Распределение составляющих теплового потока в современных гидротермальных системах

a – фактически полученное для участка Узонской термоаномалии; *б* – гипотетическое для гидротермальной системы в целом; q_λ – кондуктивный поток; q_w – 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)

Для гидротермальных систем, локализованных в кольцевых структурах, судя по площадям наблюдаемых аномалий в последних (Зубин и др., 1971), это расстояние, по нашим расчетам, равно 10–30 км. Так, для Узон-Гейзерной аномалии, наблюдающейся на площади $45 \times 50 \text{ км}^2$, 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. Автор специально этот вопрос не рассматривал, и площади рассмотренных систем приняты по литературным данным.

При оценке теплового эффекта гидротермального изменения пород за основу принята модель, приведенная в табл. 29, причем до пропилитовой зоны расчет производился с учетом реальной зональности. Применялась следующая формула:

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

где q_x – “хемогенная” энергия; ΔH – тепловой эффект реакции; d – объемный вес; h – мощность зоны (подзоны); n – интенсивность развития гидротермальных минералов; τ – время развития гидротермального процесса.

Расчеты произведены для гидротермальных систем Вайракея (Новая Зеландия), Паужетки и вулкана Менделеева (СССР) (табл. 30). Поскольку для Узон-Гейзерной (СССР) системы нет достаточных данных для подобных расчетов, то предполагалось, что тепловой эффект минералообразования в ней аналогичен Паужетской и Вайракейской. Основанием для такого предположения послужило следующее: 1) одинаковый их возраст; 2) независимые расчеты для Паужетской гидротермальной системы и системы Вайракея показали близкие величины интенсивности поглощения глубинного тепла за счет процессов ми-

Таблица 30

Энергетический эффект гидротермального преобразования пород

Минералогическая зона (подзона) и ее мощность, см	Принятая величина теплового эффекта, кал/г	Интенсивность гидротермального изменения пород, %	Суммарный удельный тепловой эффект, мккал/(см ² ·с)
Паужетская гидротермальная система (Камчатка, СССР) ¹			
Каолинитовая, 800	-88,3	70	-0,61
Хлоритовая, 4 000	1,6	30	0,016
Цеолитовая, 4 000	374,7	30	3,85
Кварц-адуляровая, 3 700	-95,5	50	-1,6
Цеолит-альбитовая, 16 000	300	20	8,27
Серицитовая, 4 500	-46,6	50	-0,91
Цеолит-альбитовая, 2 600	300	20	1,04
Пропилитовая, 460 000	87,3	10	34,7
Суммарный тепловой поток, возникающий за счет химических взаимодействий, по системе в целом			44,76
Вайракейская гидротермальная система (Новая Зеландия) ²			
Монтмориллонитовая, 5 300	502,5	50	11,5
Цеолитовая, 31 400	374,5	20	5,87
Кварц-альбитовая, 10 000	-95,5	30	-2,3
Кварц-адуляровая, 3 300	-95,5	30	-0,24
Серицит-хлоритовая, 23 400	-46,5	40	-1,37
Пропилитовая, 426 600	87,3	10	33
Суммарный тепловой поток, возникающий за счет химических взаимодействий, по системе в целом			48,76
Гидротермальная система вулкана Менделеева (о-в Кунашир, СССР) ³			
Каолинитовая, 500	-88,3	70	-0,625
Монтмориллонит-цеолитовая, 100	438	50	0,435
Монтмориллонитовая, 10 500	502,5	40	40
Монтмориллонит-хлоритовая, 24 500	151	40	11,8
Хлоритовая, 5 000	1,6	30	0,06
Монтмориллонитовая, 8 000	502,5	20	16
Пропилитовая, 448 000	87,3	10	71,5
Суммарный тепловой поток, возникающий за счет химических взаимодействий, по системе в целом			139,16

Примечание. ¹Возраст системы 10 000 лет; плотность пород 2,7 г/см³.

²Возраст системы 10 000 лет; плотность пород 2,5 г/см³.

³Возраст системы 4 000 лет; тепловой эффект принимается по ведущему минералу, при значительном развитии минералов ассоциации вычисляется по их процентному соотношению.

нералообразования (44,76 и 48,76 мккал/(см²·с) соответственно, табл. 30). Принимая это во внимание, для Узон-Гейзерной гидротермальной системы берем среднюю величину, равную 46,76 мккал/(см²·с).

Анализируя данные табл. 30 приходим к выводу, что интенсивность поглощения тепла за счет гидротермального изменения пород в системе вулкана Менделеева, имеющей возраст в 2,5 раза меньший, чем в трех остальных, примерно в 3 раза больше. Такая корреляция еще раз подтверждает правоту нашего предположения, что разновозрастные системы должны характеризоваться примерно одинаковой интенсивностью поглощения тепла.

ОЦЕНКА РОЛИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД В ТЕПЛОМ БАЛАНСЕ СОВРЕМЕННЫХ СИСТЕМ

Приведенные выше данные по энергетическим характеристикам 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/(см²·с)], и предположения, что парящие площадки занимают не более 10% общей площади системы.

Рассматривая структуру теплового потока (табл. 31), обнаруживаем еще большую корреляцию между общим теплом, подводимым к корням гидротермальных систем, и затратами его на гидротермальное изменение пород. Если в Паужетской, Узон-Гейзерной и Вайракейской (Новая Зеландия) системах эти затраты в среднем равны около 10%, то в системе вулкана Менделеева – около 25%. Установленная корреляция, возможно, является закономерностью, поскольку отвечает требованиям законов термодинамики и, в частности, – принципу Ле-Шателье. Действительно, так как теплообмен глубоких частей гидротермальных систем с поверхностью затруднен, то именно развитие эндотермических процессов – ответная реакция на возникновение источника тепла. Представляется, что такие процессы должны быть развиты более полно на первых этапах существования системы и затухать с развитием конвективного теплообмена. Этот тезис подтверждается и расчетами. В Вайракейской системе самый большой конвективный вынос тепла [500 мккал/(см²·с)], поглощение же тепла при гидротермальном преобразовании пород составляет около 7% от величины, подводимой к корням системы, т.е. меньше, чем в других (11% – Паужетская, 14% – Узон-Гейзерная).

Таким образом, оценка роли гидротермального преобразования пород позволяет наметить тенденции развития систем и, по всей видимости, выявить одну из причин их затухания. С другой стороны, из табл. 31 следует, что средняя интенсивность питания корней гидротермальных систем равна около 460 мккал/(см²·с) и более близка к этой величине оценка, произведенная для молодой системы (вулкана Менделеева). Возможно, что близкие величины теплового питания гидротермальных систем свидетельствуют об одинаковом источнике энергии. Природа этой энергии – одна из ключевых проблем современной геотермии. Если этим источником является тепло кристаллизации магмы, то сделанная нами оценка позволяет говорить лишь о том, что кристаллизация магмы под системой вулкана Менделеева идет в 2–3 раза быстрее, чем под другими рассмотренными системами. Если это эндогенный пар, то к нему можно сказать о его теплосодержании или скорости поступления.

Возможен ли пересмотр сделанной оценки? В разделе втором этой главы уже были рассмотрены возможности возникновения ошибки вследствие неучета теплового эффекта девитрификации стекол и кристаллизации минералов из раствора. К этому следует лишь добавить, что последний процесс в энерге-

Таблица 31

Соотношение некоторых энергетических характеристик современных гидротермальных систем

Современная гидротермальная система	Площадь, км ²	Возраст, годы	Тепловой эффект, 10 ³ ккал/с				Энергетический эффект измерения пород, 10 ³ ккал/с	Интенсивность теплового питания корневой системы
			кондуктивного теплопотока	разгрузки и пара гидротерм	скрытой разгрузки	рассредоточенного парения		
Паужетская, (СССР)	15	10000	5,9 ^{*1}	25 ^{*1}	8 ^{*1}	13,8	6,7	396
Вулкан Менделеева (СССР)	6	4000	1,8	15,5 ^{*2}	3,1	0,6	8,35	478,91
Узон-Гейзерная, (СССР)	120	10000	31,5	134 ^{*3}	33,5	108	51	298
Вайракейская (Новая Зеландия) ^{*4}	20	10000	2,8	69,7	3	27	9,75	688

Рассчитано по данным работ: ^{*1}(Сугробов, Сугрובה, 1965; Белоусов, Сугробов, 1971).

^{*2}(Белоусов, 1967; Ковалев, Слезин, 1970). ^{*3}(Дуничев, 1971; Аверьев и др., 1971).

^{*4}(Dawson, 1964; Robertson, Dawson, 1964; Fischer, 1964).

тическом выражении учесть невозможно, поскольку мы не знаем начального состояния.

Возможность пересмотра сделанной оценки автор видит в том, что расчет дан в предположении возникновения существующей зональности за один акт, т.е. дана минимальная оценка теплового эффекта. Такое предположение вынужденное, поскольку мы не знаем абсолютного возраста каждой ассоциации, возраст же системы определен геологическими методами. Тем не менее представляется, что ошибка не изменит значительно указанной величины.

Исходя из данных табл. 31, средняя плотность теплового потока, подводимого к корням современных гидротермальных систем, может быть принята равной 460 мккал/(см²·с), около 10% которой удаляется в атмосферу кондуктивным путем, столько же поглощается при гидротермальном изменении пород, остальная часть выносится конвективно.

Таким образом, конвективный вынос тепла на поверхность в современных гидротермальных системах – доминирующий механизм теплообмена глубоких недр с поверхностью. Рассмотренные геохимические процессы не только не могут быть источником тепла, выносимого вулканическими водами, но и сами требуют определенных затрат его для своего прохождения.

Считая приведенную выше оценку величины затрат энергии на гидротермальное изменение пород справедливой и для других систем, поглощение тепла при таких процессах в пределах Курило-Камчатского региона будет составлять величину порядка $9,5 \cdot 10^7$ кал/с, что сопоставимо с известной оценкой потребления энергии при региональном метаморфизме.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. На основании термодинамического анализа гидротермального преобразования пород в очагах разгрузки современных гидротермальных систем Курило-Камчатского региона выявлен экзотермический характер указанных процессов в приповерхностной части разреза (зона окварцевания, зона алуинитизации, зона аргиллизации) и эндотермический – в более глубоких горизонтах (в зоне пропилитизации).

2. Экспериментально определены порядки скоростей гидротермально-метасоматических реакций [10^{-8} – 10^{-10} г/(см³·с)], что позволило оценить средний тепловой эффект рассматриваемых процессов во времени для верхней части Узонской термоаномалии.

3. Влияние преобразования пород на геотермический режим приповерхностных частей современных гидротермальных систем затухает фазовыми переходами растворов, сопровождающими восходящее движение высокотемпературных флюидов. Около 20% тепловой энергии, затраченной на вскипание гидротерм, может быть впоследствии трансформировано в кондуктивный тепловой поток в зоне конденсации пара.

4. Прямые геотермические наблюдения и термодинамический анализ преобразования пород в приповерхностных частях очагов разгрузки гидротермальных систем (над зоной парообразования) показали, что генерация тепла в результате рассмотренных явлений по мощности отвечает 10% наблюдаемого у поверхности кондуктивного теплопотока. В то же время в более глубоких частях разреза гидротермальных систем за счет геохимических процессов происходит, согласно расчетам, примерно в 10 раз более сильное поглощение тепла.

5. Сопоставление полученных автором и известных из литературы оценок выноса тепла в различных формах и расчеты теплового эффекта преобразования пород позволили уточнить тепловой баланс современных гидротермальных систем. Интенсивность глубинного теплового питания исследованных систем близка к 460 мккал/(см²·с); примерно 80% этой величины выносятся на поверхность конвективным путем, 10% – кондуктивным и около 10% поглощается в разрезах гидротермальных систем вследствие рассмотренных геохимических процессов. В молодых системах поглощение тепла более интенсивно (в 2–3 раза) и коррелируется с их возрастом.

6. Нами не рассматривалась природа источника тепла в гидротермальных системах, однако причины затухания их деятельности, очевидно, обусловлены конвективным выносом тепла на поверхность и поглощением его в процессе изменения пород, затраты на который сопоставимы с затратами на региональный метаморфизм.

7. В процессе развития современных систем и конвективных факторов выноса тепла на поверхность поглощение глубинной энергии, вследствие гидротермального преобразования пород, уменьшается и, вероятно, сводится к нулю, свидетельствуя о прекращении гидротермального процесса.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В.В. 1963. Количественные критерии формирования гидротерм в области активного вулканизма. – В кн.: Научно-техническое совещание по гидрогеологии и инженерной геологии. Москва–Ереван.
- Аверьев В.В. 1966. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. – В кн.: Современный вулканизм. М., "Наука".
- Аверьев В.В., Белоусов В.И. 1965. Геологический очерк района. – В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М., "Наука".
- Аверьев В.В., Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А. и др. 1971. Вулканизм и гидротермы Узон–Семячинского геотермального района на Камчатке. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука".
- Аверьев В.В., Сугробов В.М. 1965. Естественные термопроявления на Паужетском месторождении. – В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М., "Наука".
- Барнс Х., Куллеруд Г. 1966. Равновесия в системе $Fe - S - O$ в водных растворах, содержащих серу, и их корреляция с рудоотложением. – В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 3. Пер. с англ. М., "Мир".
- Белоусов В.И. 1967. О роли геологических факторов в процессе становления и деятельности гидротермальных систем в областях современного вулканизма. – В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., "Наука".
- Белоусов В.И., Сугробов В.М. 1971. Геологические аспекты связи Паужетских гидротерм и термальных полей Камбального хребта на юге Камчатки. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Недра".
- Вакин Е.А. 1968. Гидрогеология современных вулканических структур и гидротермальные системы юго-востока Камчатки. – Автореф. канд. дис. М., Геол. ин-т АН СССР.
- Вакин Е.А., Поляк Б.Г., Сугробов В.М. 1971. Основные проблемы геотермии вулканических областей. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука".
- Василевский М.М. 1968. Пропилитизация и оруденение. – Автореф. докт. дис. Л., Ин-т вулканологии ДВНЦ АН СССР.
- Василевский М.М., Ротман В.К. 1965. Мезо-кайнозойские вулканогеннорудные формации Охотско-Ниппонской геосинклинальной области. – В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., "Недра".
- Власов Г.М. 1965а. О двух типах гидротермальной аргиллизации. – Геол. рудных месторождений, т. 7, № 5.
- Власов Г.М. 1965б. Условия образования золото-серебряных месторождений пропилитовой формации и их отношение к интрузивным породам. – В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., "Недра".
- Власов Г.М. 1971. Геологические аспекты проблемы геотермии. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука".
- Власов Г.М., Василевский М.М. 1959. Генезис и взаимоотношения вторичных кварцитов и пропилитов Среднего Камчатского хребта. – В кн.: Проблемы вулканизма. Ереван.
- Власов Г.М., Василевский М.М. 1964. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., "Недра".
- Гаррелс Р.М. 1962. Минеральные равновесия при низких температурах и давлениях. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Горшков Г.С. 1967. Вулканизм Курильской островной дуги. М., "Наука".
- Дуничев В.М. 1971. Описание маршрутов о. Кунашир. – В кн.: Особенности геологии и металлогении Курильской островной дуги. Владивосток.
- Дуничев В.М., Ризнич И.И. 1968. Парогидротермы Горячего Пляжа (новые данные по результатам буровых работ, 1966). – Бюл. вулканол. станций СО АН СССР, № 4.

- Жариков В.А. 1959. Геология и метасоматические явления скарновополиметаллических месторождений Западного Карамазара. – Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 14.
- Зверев В.П. 1971. О роли постмагматических процессов в теплом режиме вулканических областей. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука".
- Зверев В.П. 1972. Об энергетическом эффекте геохимических процессов. – В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., "Наука".
- Зверев В.П., Поляк Б.Г. 1970. Роль геологических процессов в энергетике земной коры. – В кн.: Тепловой режим недр СССР. М., "Наука".
- Зеленов К.К. 1972. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., "Наука".
- Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А., Эрлих Э.Н. 1971. Четвертичные кальдеры Камчатки. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука".
- Ерошев-Шак В.А., Набоко С.И., Ильин В.А., Главатских С.Ф. 1974. Формирование глинистых минералов при низкотемпературном гидротермальном процессе на примере кальдеры Узон. – Материалы 4-го вулканологического совещ. Петропавловск-Камчатский.
- Ивао Ш. 1965. Геохимическое изучение кремнистых и алунитовых месторождений района Угусу (Япония). – В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. Пер. с англ. М., "Мир".
- Ильин В.А. 1972. Состояние и свойства воды в глубоких горизонтах земной коры. – Изв. вузов. Геология и разведка, № 10.
- Ильин В.А. 1973. Исследование энергетики геохимических процессов в областях разгрузки современных гидротерм. – Изв. вузов. Геология и разведка, № 10.
- Ильин В.А. 1974. Исследование геотермического значения геохимических процессов в областях разгрузки современных гидротерм. – В кн.: Геотермия (отчеты по геотермическим исследованиям в СССР), вып. 1, 2. М., Изд. Геол. ин-та АН СССР.
- Ильин В.А., Олейник Б.И. 1973. Исследование энергетического эффекта фазовых переходов в области разгрузки гидротерм Долины Гейзеров (Камчатка). – Изв. вузов. Геология и разведка, № 9.
- Карпов И.К., Кашик С.А. Пампура В.Д. 1968. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. М., "Наука".
- Керн Р., Вайсброт А. 1966. Основы термодинамики для минералогов, петрографов и геологов. Пер. с франц. М., "Мир".
- Киссин И.Г., Пахомов С.И. 1965. Некоторые данные о роли высоких температур на формирование химического состава подземных вод. – Докл. АН СССР, т. 163, № 1.
- Ковалев Г.Н., Слезин Ю.Б. 1970. Тепловая мощность вулкана Менделеева (о-в Кунашир). – Бюл. вулканол. станций СО АН СССР, № 46.
- Кононов В.И. 1965. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М., "Наука".
- Кононов В.И., Ильин В.А. 1971. 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., Изд. Всес. ин-та минералогии сырья.
- Константинов Р.М. 1965. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях. – В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., "Недра".
- Коржинский Д.С. 1962. Теория процессов минералообразования. М., Изд-во АН СССР.
- Кропоткин П.Н. 1948. Основные проблемы энергетики тектонических процессов. – Изв. АН СССР. Серия геол., № 5.
- Кропоткин П.Н., Поляк Б.Г. 1973. Энергетический баланс Земли. – В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон (верхняя мантия). № 10. М., "Наука".
- Кузьмина И.П. 1961. Экспериментальное изучение образования FeS и ZnS в водных растворах хлористых солей. – Геол. рудных месторождений т. 3, № 1.
- Лебедев Л.М. 1970. Новые данные по минералогии колчедановых руд вулкана Менделеева. – Докл. АН СССР, т. 191, № 5.
- Любимова Е.А., Старикович Г.Н., Шушпанов А.П. 1964. Теплофизические исследования горных пород. – В кн.: Геотермические исследования. М., "Наука".
- Макаренко Ф.А., Зверев В.П. 1970. Подземный химический сток на территории СССР. – Литол. и полезн. ископ., № 6.
- Макаренко Ф.А., Ильин В.А., Кононов В.И., Поляк Б.Г. 1972. Физическая модель подземной гидросферы. – В кн.: Гидрогеология и инже-

- нерная геология. (Международ. геол. конгресс. XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Секция № 11 и 13. Символизм № 1). М., "Наука".
- Макаренко Ф.А., Поляк Б.Г., Сугробов В.М. 1972. Роль воды в перераспределении внутреннего тепла Земли. – В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., "Наука".
- Мархинин Е.К. 1959а. Вулканы острова Кунашир. – Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 17.
- Мархинин Е.К. 1959б. Выход пара на о-ве Кунашир (Горячий Пляж). – Бюл. вулканол. станций АН СССР, № 28.
- Мейер Ч., Хемли Д. 1970. Околорудные изменения вмещающих пород. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Пер. с англ. М., "Мир".
- Набоко С.И. 1954. Гейзеры Камчатки. Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 8.
- Набоко С.И. 1963. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР.
- Набоко С.И. 1969. 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".
- Набоко С.И., Берхин С.И. 1970. Состав и структура современных гидротермальных земных минералов месторождения Горячий Пляж. – В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., "Наука".
- Набоко С.И., Главатских С.Ф. 1970. Гидротермальные минералы Горячего Пляжа. – В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., "Наука".
- Набоко С.И., Главатских С.Ф. 1970. Гидротермальные минералы Горячего Пляжа. – В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., "Наука".
- Набоко С.И., Главатских С.Ф. 1971. Современная ртутно-сурьмяно-мышьяковая сульфидная минерализация на Узоне (Камчатка). – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука".
- Набоко С.И., Дуничев В.М., Главатских С.Ф., Ризнич И.И. 1969. Геологическое строение и метасоматический эффект области разгрузки термальных вод месторождения Горячий Пляж. – В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., "Наука".
- Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.П. 1965. Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование. – В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М., "Наука".
- Набоко С.И., Пийп Б.И. 1961. Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм. Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 19.
- Набоко С.И., Сильченко В.Г. 1959. Образование сульфидов и сульфатов на вулкане Менделеева. – Бюл. вулканол. станций АН СССР, № 28.
- Набоко С.И., Филькова Е.М. 1966. Вертикальная зональность в гидротермальных глинах Паужетки. – Бюл. вулканол. станций АН СССР, № 41.
- Наковник Н.И. 1964. Вторичные кварциты и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., "Недра".
- Наковник Н.И. 1965. Вулканогенно-метасоматическая формация вторичных кварцитов СССР и полезные ископаемые, связанные с ней. – В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., "Недра".
- Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. 1971. Справочник термодинамических величин. М., Атомиздат.
- Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В. 1961. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Госгеолтехиздат.
- Огильви Н.А. 1956. Геотемпературное поле как один из факторов формирования подземных вод. – В кн.: Тезисы докладов на 1-м Всесоюзном совещании по геотермическим исследованиям в СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Огильви Н.А. 1972. Роль конвективного теплопереноса в геотемпературном поле. – В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., "Наука".
- Орвилл М.П. 1963. Полевые шпаты. – В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Паттон А. 1968. Энергетика и кинетика биохимических процессов. Пер. с нем. М., "Мир".
- Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. 1966. Под ред. Э.Н. Эрлиха. М., "Наука".
- Пийп Б.И. 1937. Термальные ключи Камчатки. – Труды СОПС АН СССР. Серия Камчатская, вып. 2.
- Пийп Б.И. 1958. Курило-Камчатская экспедиция Президиума АН СССР. – Бюл. вулканол. станций АН СССР, № 27.
- Пилипенко Г.Ф. 1971. Узонская гидрхимическая аномалия на Камчатке. –

- В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука".
- Полунин Г.В. 1969. Об абсолютном возрасте высокой террасы и вулкана Менделеева на о.Кунашир. – Бюл. вулканол. станций АН СССР, № 45.
- Поляк Б.Г. 1966. Геотермические особенности области современного вулканизма. М., "Наука".
- Поляк Б.Г., Кропоткин П.Н., Макаренко Ф.А. 1972. Основные проблемы геознергетики. – В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., "Наука".
- Попов А.А. 1962. Характеристика процесса взаимодействия полевых шпатов с водой в динамических условиях. – В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР.
- Ратеев М.А. 1957. Выделение из пород частиц 0,001 мм. – В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. 1. М., Госгеолтехиздат.
- Раускас А.В. 1963. О геологии долины реки Гейзерной. – В кн.: Исследование природы Дальнего Востока. Таллин.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А. 1967. Химическое строение земной коры. – Геохимия, № 11.
- Самойлов О.Я. 1957. Структура водных растворов электролитов и гидратация ионов. М., Изд-во АН СССР.
- Сендеров Э.Э. 1962. 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.
- Сидоров С.С. 1962. Месторождение термальных вод и пара Горячий Пляж (о.Кунашир). – Труды Сахалинского комплексного науч.-исслед. ин-та ДВНЦ АН СССР, № 2.
- Смирнов Я.Б. 1966. Тепловой поток на дне экваторий. – Докл. АН СССР, т.168, № 2.
- Смирнов Я.Б. 1968. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. – Геотектоника, № 6.
- Смирнов Я.Б. 1972. Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклиналей. – В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., "Наука".
- Смит Ф. 1968. Физическая геохимия. М., "Недра".
- Соколов В.А. 1966. Газы Земли. М., "Наука".
- Справочник физических констант горных пород. 1969. Под ред. С.М. Кларк. Пер. с англ. М., "Мир".
- Сугробов В.М. 1964. Паужетские гидротермы Камчатки как пример высокотемпературной водонапорной системы. – В кн.: Гидротермические условия верхних частей земной коры. М., "Наука".
- Сугробов В.М., Аверьев В.В. 1965. Обводненность пород Паужетского месторождения и условия циркуляции высокотермальных вод. – В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М., "Наука".
- Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г. 1965. Температура в недрах Паужетского месторождения по данным разведочных скважин. – В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М., "Наука".
- Уайт Д.Е., Андерсон Е.Т., Груббс Д.Е. 1965. О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизующихся породах, вскрытых скважиной в Южной Калифорнии. – В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., "Мир".
- Феодотьев К.М. 1962. Изменение микроклима под воздействием гидротермального раствора. – В кн.: Экспериментальные исследования области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР.
- Хитаров Н.И. 1957. Химическая природа растворов, возникающая в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях. – Геохимия, № 6.
- Хитаров Н.И., Колонин Г.Р. 1962. О переводе редких щелочных элементов из альбитизированного микроклима в раствор в гидротермальных условиях. – В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР.
- Хундадзе А.Г., Сендеров Э.Э., Шиббаева Н.П. 1970. Экспериментальные данные по составам синтетических анальцимов. – Геохимия, № 9.
- Эллис А.Дж. 1965. Геохимия гидротерм вулканических районов. – В кн.: Проблемы геохимии. М., "Наука".
- David H.G., Hamann S.D. 1959. The chemical effects of pressure, Pt. 5. The electrical conductivity of water at high shock pressures. – Trans, Faraday Soc., v. 55.
- Dawson G.B. 1964. The nature and assessment of heat flow from hydrothermal areas. – N.Z.J. Geol., Geophys., v. 7.
- Elder I.D. 1964. Physical processes in hydrothermal areas. – J. Chem. Phys., 10, N 4.
- Fisher R.G. 1964. Geothermal heat flow at Wairakei during 1958. – N.Z.J. Geol. Geophys., v. 7.
- Fisher R.G., Dawson G.B. 1964. Diurnal and seasonal ground temperature variations at Wairakei. – N.Z.J. Geol. Geophys., 7.

- Franck E.V. 1961. Überkritisches Wasser als elektrolytisches Lösungsmittel. — *Angew. Chemie*, v. 73, N 10.
- Hurvey R.D., Vitaliano C.I. 1964. Wall rock alteration in the Goldfield district, Nevada. — *J. Geol.*, v. 72.
- Helgeson H.C. 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. — *Amer. J. Sci.*, v. 267.
- Kennedy G.C. 1950. A portion of the system silica — water. — *Econ. Geol.*, v. 45, N 7.
- MacDonald G.I.F. 1955. Gibbs free energy of water at elevated temperatures and pressures with applications to the brucite — periclase equilibrium. — *J. Geol.*, v. 63.
- Murray P., White I. 1955. Kinetic of the thermal dehydration of clays. Pt. 2. Isothermal decomposition of the clays minerals. — *Trans. Brit. Ceram. Soc.*, v. 54.
- Quist A.S., Marshall W.L. 1965. Estimation of Dielectric constant of water to 800°. — *J. Phys. Chem.*, v. 69, N 9.
- Rice I.M., Walsh I.M. 1957. Equation of state of water to 250 kilobars. — *J. Chem. Phys.*, v. 26.
- Robertson E.I., Dawson G.B. 1964. Geothermal heat flow through the soil at Wairakei. — *N.Z.J. Geol. Geophys.*, v. 7.
- Sestini G. 1970. Superheating of Geothermal Steam. — U.N. Symposium of the development and on Utilization of Geothermal resources, vol. 2. Piza, Pt. 1.
- Stringham B. 1952. Fields of some common hydrothermal alteration minerals. — *Econ. Geol.*, v. 47, N 6.
- Tokunaga M. 1955. Fundamental studies of the hydrothermal alteration of the Kasuga mine, Kagoshima Prefecture. Japan. — *Min. Geol., Tokyo*, v. 5 (1), N 15.
- White D.E. 1965. Geothermal energy. — *Geol. Surv. Circ.*, N 519-W.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
-----------------------	---

Глава I

ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОТЕРМИЧЕСКОЙ РОЛИ ГИДРОСФЕРЫ	5
Роль подземной гидросферы в энергетическом режиме	-
Энергетический эффект выноса и перераспределения глубинного тепла водами современных гидротермальных систем	11
Геохимическая деятельность вод в районах новейшего вулканизма	13

Глава II

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД В ОЧАГАХ РАЗГРУЗКИ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ	16
Полевые и аналитические исследования	-
Моделирование изучаемых процессов	20
Термодинамический анализ явлений гидротермального преобразования пород	33

Глава III

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД В ОЧАГАХ РАЗГРУЗКИ ГИДРОТЕРМ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА	39
Узон-Гейзерная гидротермальная система	-
Гидротермальная деятельность кальдеры Узон	41
Гидротермальная деятельность Долины Гейзеров	53
Гидротермальная деятельность в районе вулкана Менделеева	66
Паужетское поле термальных вод	75

Глава IV

ОЦЕНКА ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ОБЛАСТЯХ РАЗГРУЗКИ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ	84
Оценка энергетического эффекта фазовых переходов растворов	-
Энергетический эффект преобразования пород в очагах разгрузки сов- ременных гидротермальных систем	86
Оценка роли гидротермального изменения пород в тепловом балансе сов- ременных систем	98
ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ	100
ЛИТЕРАТУРА	101

Вадим Александрович Ильин
ИССЛЕДОВАНИЕ
ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО БАЛАНСА
СОВРЕМЕННЫХ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР

Редактор Л.Ф. Данкова
Художественный редактор С.А. Литвак
Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печати 20/V-77 г. Т - 07768
Усл. печ. л. 9,5 +0,1 вклейка. Уч.-изд. л. 9,2
Формат 70х108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 650 экз. Тип. зак. 212
Цена 90 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д.94^а
1-я типография издательства "Наука".
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12
