

УДК 553.78:553:26

## ТЕМПЕРАТУРНАЯ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОТЕРМАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОКЕАНСКОЕ (О-В ИТУРУП)

© 1993 г. С. Н. Рычагов\*, С. Ф. Главатских\*, О. П. Гончаренко\*\*,  
Н. С. Жатнуев\*\*\*, А. Д. Коробов\*\*

\*Институт вулканологии ДВО РАН  
683006, Петропавловск-Камчатский, б. Пийна 9

\*\*Саратовский государственный университет  
410750, Саратов, пр. Ленина 161

\*\*\*Геологический институт БНЦ СО РАН  
670042, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой 6

Поступила в редакцию 19.04.93 г.

В недрах геотермального месторождения происходит последовательная смена режима высоко- и среднетемпературной пропилитизации пород на низкотемпературную (470 - 180°C) снизу вверх, соответственно с изменением состава и температуры гидротермального флюида. В особом термодинамическом и геохимическом режиме формируются области перехода "жидкость-пар". Температурное поле в недрах месторождения характеризуется неоднородным строением: устойчивыми высокими значениями в пределах горстов, постепенным увеличением значений на глубину в опущенных блоках, высокими градиентами значений температур в экзоконтактной зоне предполагаемого диоритового тела.

Более трех десятилетий ведутся поисково-разведочные и эксплуатационные работы на гидротермальные ресурсы в Исландии, Италии, Новой Зеландии, США, на Филиппинах, в Японии. В нашей стране, вслед за Паужетской, изучены Больше-Банная, Кошелевская, Мунтовская, Паратунская и другие современные гидротермальные системы Камчатки. На Курильских островах в 60-е годы разбурено единственное геотермальное месторождение Горячий Пляж (о-в Кунашир), вода с температурой более 80°C используется для теплоснабжения. В начале 80-х годов в связи с энергетическими проблемами Дальнего Востока предпринято изучение геотермальных ресурсов Центрального Итурупа и начато бурение на юго-западном склоне вулкана Баранского в пределах известных ранее (Горшков, 1967; Мархинин, Стратула, 1977) термопроявлений Старозаводское поле и Кипящая Речка. Первые результаты работ (Знаменский, 1991; Знаменский, Никитина, 1985; Пчелкин, 1988; Злобин, 1989; Злобин, Знаменский, 1991) свидетельствуют о перспективности геотермального месторождения Океанское для задач тепло- и энергоснабжения о-ва Итуруп. Восстановление детальной структуры восходящего и нисходящего потоков гидротерм и подготовка месторождения к эксплуатации предусматривают всестороннее изучение объекта, в том числе исследование механизмов взаимодействия вода-порода. Изучение гидротермально-измененных пород петрографическими, минералогическими,

геохимическими и другими методами позволило решить следующие задачи на примере нескольких геотермальных месторождений страны и мира ("Структура...", 1992; Elders *et al.*, 1981; Reyes, 1990): моделирование системы зон перетока холодных и горячих вод, определение местоположения и условий образования зон перехода "жидкость-пар" и кипения терм, оконтуривание гидротермального резервуара и изучение природы его границ.

Взаимодействие гидротермальных флюидов и метеорных вод с вмещающими породами вызывает изменение физических, минералогических, химических свойств пород и изотопных соотношений, что соответственно отражает эволюцию температуры, химического состава и других параметров гидротермального флюида, продолжительность и интенсивность его воздействия на породы. Настоящая работа посвящена изучению гидротермалитов как источника детальной информации об изменении температурного и минералого-геохимического режимов (полей) в недрах геотермального месторождения Океанское (центральная часть о-ва Итуруп, Южные Курилы).

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ И ГЕОТЕРМАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Модель геологической структуры гидротермальной системы Баранского и ее региональная

Таблица 1. Макро- и микрокомпонентный состав основных пород разреза центральной части гидротермальной системы Баранского

№ п.п.	Глубина отбора, м	Название породы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>
			масс %										
1	34.5	Туфы псефитовые кислые	75.70	0.93	4.53	11.58	0.37	0.04	He обн.	He обн.	1.20	0.04	1.51
2	57.0	Лавы андезитовые	59.86	0.66	19.47	3.70	1.41	0.12	0.70	1.68	2.82	1.48	2.10
3	100.5	Игнимбриты дацитовые	65.90	0.56	14.56	4.35	0.89	0.12	0.75	3.40	3.50	1.75	1.78
4	141.0	Туфы пемзовые	56.68	0.74	17.08	5.52	3.02	0.23	2.02	4.00	2.86	0.93	2.46
5	157.3	Туфогалечники пестроцветные	63.96	0.79	15.83	4.26	0.98	0.05	0.08	2.85	2.70	1.34	3.38
6	271.5	Силл андезита	61.50	0.78	14.89	3.47	3.34	0.22	0.48	6.22	3.80	1.48	0.63
7	340.0	Туфопесчаник	48.98	0.76	15.89	2.71	5.67	0.18	3.54	5.90	2.10	0.76	2.92
8	455.0	Туфоконгломераты	52.92	0.69	15.14	2.53	5.50	0.17	4.02	6.10	1.70	0.30	3.39
9	572.0	Туфоконгломераты из зоны вскипания	62.98	0.62	13.57	3.64	3.97	0.30	3.36	2.16	1.48	3.68	0.05
10	623.0	Дайка андезито-базальтов	48.60	0.75	17.45	4.69	4.98	0.15	3.62	7.22	1.90	0.25	0.82
11	631.5	Лава андезитов	54.98	0.62	16.17	2.22	6.03	0.16	3.49	7.92	2.07	0.27	0.20
12	663.5	Туфы андезито-дацитов пестроцветные	63.20	0.72	6.88	1.02	1.41	0.07	3.05	14.02	0.27	1.34	0.10
13	706.0	Игнимбриты	64.04	0.61	13.91	2.18	3.80	0.16	1.68	4.08	2.60	2.57	0.32
14	790.0	Туфы андезито-базальтов пестроцветные	49.15	0.69	16.59	2.31	5.39	0.15	3.46	8.08	1.80	1.10	0.66
15	841.0	Дайка андезитов	55.06	0.70	17.06	3.26	6.53	0.23	4.68	7.52	2.45	0.36	0.29
16	938.0	Туфы псефитовые	48.86	0.80	19.17	2.13	8.10	0.28	3.55	7.76	0.24	0.12	0.20
17	985.0	То же из зоны окварцевания и рудообразования	44.02	1.01	23.44	3.50	9.58	0.40	5.38	2.06	0.38	2.30	0.60
18	1007.0	То же аргиллизированные до глины	40.24	0.71	15.26	3.86	5.09	0.23	5.20	14.58	1.85	0.25	0.26
19	1058.5	Дайка базальтов	46.88	0.80	19.90	3.32	7.05	0.23	3.96	10.06	1.18	0.25	0.37
20	1079.0	Туфы интрузивные	41.90	0.69	15.35	3.68	5.40	0.34	3.90	11.72	1.74	0.27	0.42
21	1129.5	"	45.58	0.46	11.16	5.77	1.41	0.03	He обн.	11.80	0.27	2.22	1.26
22	1164.0	»	52.82	0.55	14.38	5.29	1.72	0.11	1.77	9.66	0.90	0.84	0.26
23	111.0	Туфы глинизированные	64.80	0.53	14.72	3.73	1.03	0.02	0.64	2.80	0.85	2.55	3.72

Примечание. Полный силикатный анализ выполнен в Институте вулканологии ДВО РАН В.В. Дунин-Барковской, Л.А. Карташевой, Г.Ф. Князевой, Г.В. Лец, Г.П. Новоселецкой; определения Li, Rb, Cs - в Институте геохимии СО РАН М.Н. Уфимцевой; Sr, Ba - там же; "-" - не определялось.

позиция обсуждены в работе (Рычагов, 1993). Здесь приведем основные геологические данные, необходимые для интерпретации гидротермаль-но-метасоматических процессов, происходящих в недрах системы и месторождения.

Гидротермальная система приурочена к одноименному верхнечетвертичному андезитово-му вулкану, расположенному в центре средне-, позднеплейстоценовой (?) кальдеры Кипящей. Кальдера Кипящая наложена на вулcano-сводо-вое поднятие хребта Грозного, вытянутого в северо-восточном (куруло-камчатском) направлении и включающего ряд вулcano-тектонических структур и современных вулканов: Ребун-шири, Иван Грозный, Дракон, Мачеха, Тебень-кова, Баранского ("Геолого-геофизический...", 1987; Горшков, 1967).

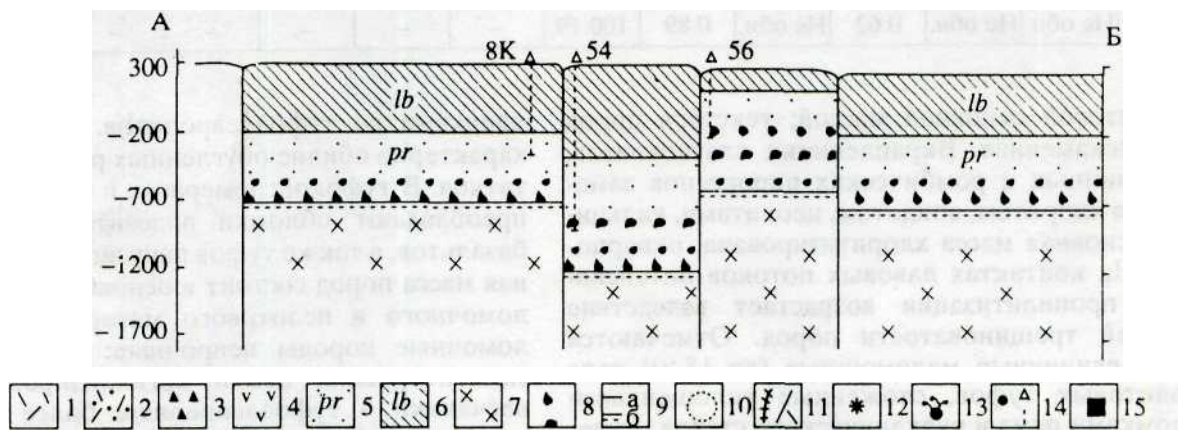
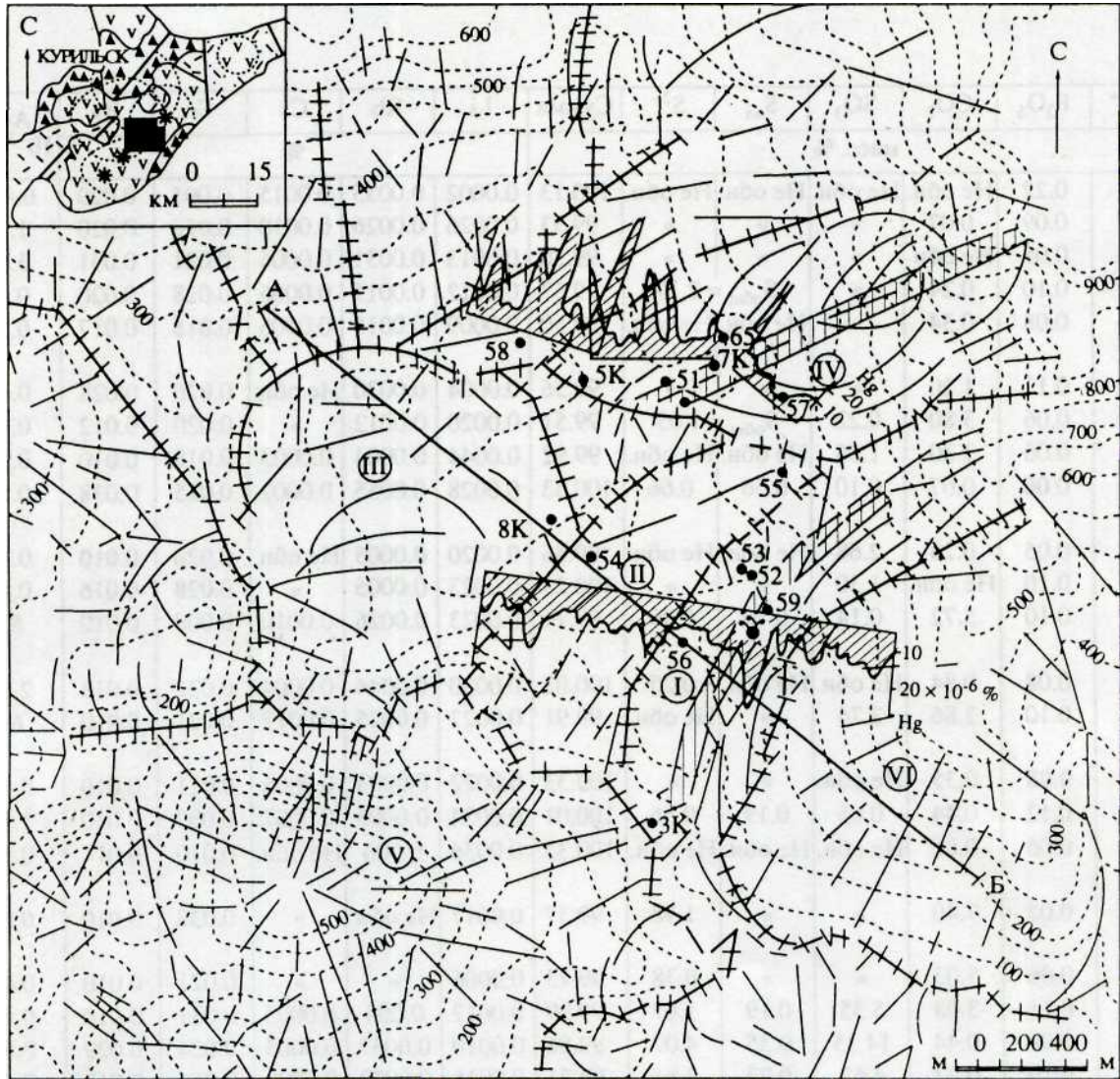
Основание разреза сложено в основном псе-фопсаммитовыми и агломератовыми туфами ан-дезитового состава, лавами андезито-базальтов и андезитов (парусная свита, N<sub>2</sub>gr). Обломки туфов представлены андезито-базальтами и андезитами различной степени раскристаллизации, вулканическим стеклом, пемзами, кислыми туфами, кристаллокластами плагиоклазов и реже темно-цветных. Последние обычно полностью хлорити-зированы и эпидотизированы. Обломки слабо окатаны. Цемент сложен мелкими осколками тех же пород и пепловыми частицами; в кислых разностях туфов преобладают стекло, кристалло-класты плагиоклазов и кварца. Породы плотные, цемент массивный за счет среднетемпературной пропилитизации. Лавы являются двупироксено-выми плотными порфиловыми андезитами и андезито-базальтами с гиалопилитовой и апогиа-

H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	S <sub>эп</sub>	S <sup>2-</sup>	Сумма	Li	Rb	Cs	Sr	Ba	Au, 10 <sup>-6</sup> г/т	Ag, 10 <sup>-6</sup> %
масс. %							%					10 <sup>-3</sup> г/т	
4.01	0.22	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	100.13	0.0002	0.0035	0.0015	0.005	0.020	0.40	60
5.37	0.09	0.07	»	»	»	99.53	0.0026	0.0026	0.0010	0.018	0.020	1.2	4
1.86	0.08	He обн.	»	»	»	99.50	0.0013	0.0031	0.0006	0.021	0.031	3.3	4
2.61	0.10	0.24	»	S <sub>общ</sub>	= 2.17	99.57	0.0012	0.0015	0.0006	0.028	0.020	0.6	3
2.86	0.08	0.34	»	He обн.	He обн.	99.50	0.0009	0.0015	0.0005	0.018	0.017	0.5	2
1.44	0.11	1.20	»	»	»	99.56	0.0004	0.0020	He обн.	0.026	0.028	0.8	He обн.
5.49	0.06	3.80	0.22	S <sub>общ</sub>	= 1.05	99.51	0.0020	0.0012	»	0.020	0.012	0.4	
2.55	0.06	3.30	1.55	He обн.	He обн.	99.92	0.0044	0.0004	0.0003	0.018	0.010	0.4	2
3.07	0.06	0.07	0.10	0.56	0.66	100.33	0.0028	0.0055	0.0002	0.015	0.038	0.6	100
6.17	0.05	0.23	2.68	He обн.	He обн.	99.56	0.0020	0.0005	He обн.	0.020	0.010	0.4	He обн.
3.16	0.10	He обн.	1.30	»	»	100.23	0.0023	0.0005	»	0.028	0.016	0.4	»
1.60	0.10	5.72	0.14	0.16	0.09	99.71	0.0023	0.0026	0.0010	0.008	0.010	8	3
3.02	0.08	0.84	He обн.	He обн.	0.25	100.02	0.0030	0.0044	0.0004	0.022	0.018	2.6	2
4.83	0.10	2.86	2.74	»	He обн.	99.91	0.0027	0.0025	0.0017	0.021	0.010	6	2
2.11	0.08	0.35	He обн.	»	»	100.33	0.0022	0.0003	0.0006	0.021	0.010	0.4	He обн.
7.12	0.12	0.44	0.65	0.19	0.56	100.01	0.0024	0.0003	0.0007	0.007	0.010	1.3	>>
6.80	0.06	0.80	He обн.	He обн.	He обн.	100.33	0.0036	0.006	He обн.	0.010	0.014	0.7	»
3.70	0.05	7.40	»	>>	1.78	99.57	0.0017	He обн.	»	0.039	0.010	0.6	»
3.45	0.06	2.03	»	»	0.38	99.73	0.0006	»	»	0.021	0.010	0.6	»
5.02	0.11	3.08	5.35	0.19	1.67	99.99	0.0017	0.004	0.0003	0.031	0.010	0.6	»
2.63	0.09	0.44	14.35	0.35	4.07	99.86	0.0010	0.0037	0.0003	0.024	0.029	0.5	3
4.04	0.10	0.22	4.62	0.22	3.81	99.71	0.0015	0.0022	0.0009	0.016	0.018	0.4	He обн.
3.74	He обн.	He обн.	0.62	He обн.	0.89	100.19	-	-	-	-	-	He обн.	»

ЛОПИЛИТОВОЙ основной массой; текстура пород миндалекаменная. Вкрапленники плагиоклазов, моноклинных и ромбических пироксенов замещаются хлоритом, эпидотом, цеолитами, кальцитом; основная масса хлоритизирована, окварцо-вана. На контактах лавовых потоков интенсивность пропилитизации возрастает вследствие большей трещиноватости пород. Отмечаются также единичные маломощные (до 15 м) тела риолитовых туфов, сложенные уплощенными обломками пемз и вулканического стекла. Бурением вскрыта верхняя часть свиты - более 600 м.

На породах парусной свиты без видимого углового несогласия лежат туфопесчаники, туфо-галечники, туфоконгломераты, пемзовые туфы и лавы андезитов лебединской свиты (N<sub>2</sub> - Q<sub>1</sub> lb). Преобладают туфогенно-осадочные породы. Разрез толщи начинается и венчается туфоконгломератами с прослоями туфогалечников, центральная часть сложена однородными туфопес-

чаниками до туфоалевролитов. Для последних характерно обилие обугленных растительных остатков. В туфоконгломератах к туфогалечникам преобладают обломки андезитов и андезито-базальтов, а также туфов парусной свиты. Основная масса пород состоит в основном из мелкообломочного и пелитового материала. Грубообломочные породы непрочные: обломки слабо сцементированы, цемент аргиллизирован. Туфопесчаники и туфоалевролиты более плотные, массивные. Лавы андезитов по петрографическим характеристикам аналогичны таковым парусной свиты. Характеристика макро- и микрокомпонентного состава всех пород разреза геотермального месторождения приведена в табл. 1. Исходя из типа пород, резкой изменчивости их фациального состава и мощности от разреза к разрезу, мы полагаем, что формирование отложений происходило в относительно изолированных неглубоких бассейнах (озерах или морском



Фиг 1. Схема современной тектонической структуры геотермального месторождения Океанское.

1 - 4 - геологические комплексы, на врезке ("Геолого-геофизические...", 1987): 1 - вулканогенно-кремнисто-диатомовый среднемиоцен-плиоценового возраста, 2 - вулканогенный преимущественно кислого состава среднемиоцен-плиоценовый, 3 - андезито-базальтовый среднемиоцен-плиоценовый, 4 - андезитовый четвертичного возраста; 5 - парусная свита; 6 - лсбединская свита; 7 - диориты; 8 - интрузивные туфы (брекчии); 9 - литологические (а) и интрузивные (б) границы, 10 - вулканогенно-тектонические структуры; 11 - тектонические нарушения и границы тектонических блоков: I - горст ручья Кипящая Речка, II-относительно опущенный блок (вскрытый глубокой скважиной 54), III-тектоно-магматическое (магматическое?) поднятие, IV - горст Старозаводское поле, V -тектоно-магматическое (магматическое?) поднятие - экструзивно-субвулканический комплекс Купол, VI - предположительно то же, нижнего течения р. Серной; 12 - вулканы, с юго-запада на северо-восток: Иван Грозный, Тебенькова, Баранского; 13-кипящий источник "Голубое озеро"; 14-скважины; 15 - границы фигуры на врезке; заштрихованы осевые зоны горстов Старозаводское поле и Кипящая Речка.

заливе) на фоне интенсивной лаво-эксплозивной деятельности правулкана Баранского. Мощность толщи достигает 40 м. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы толщи в значительной степени гидротермально изменены по сравнению с аналогичными отложениями лебединской свиты за пределами гидротермальной системы. Здесь верхняя часть разреза (до 1000 м) представлена высокопористыми и трещиноватыми средне- и мелкообломочными туффитами и лавами. Пустоты в породах залечены тридимитом, опалом, халцедоном. В нижней, существенно туфовой части разреза (1000 - 1600 м) отмечается низкотемпературное зеленокаменное перерождение пород.

Средне-верхнечетвертичные лавы, туфы и туфобрекчии андезито-базальтового - андезито-дацитового состава формировались, вероятно, в субэвральном условиях при воздымании хребта Грозного. Обломочные породы представлены псефопсаммитовыми литовитрокластическими туфами, слабо сцементированными; пемзовыми псефопсаммитовыми или грубообломочными туфами, пористыми, рыхлыми; игнимбритопо-добными массивными туфами. Лавы имеют от андезитового до андезито-базальтового состав; порфиновые и сериально-порфиновые, пористые. Основная масса андезитов слабо хлоритизирована и монтмориллонитизирована. Общая мощность толщи не менее 100 - 150 м.

Современные образования включают неизменные гидротермальными процессами плотные лавы андезитового и андезито-дацитового состава, а также рыхлые грубообломочные делю-виально-пролювиальные отложения мощностью до 30 м в локальных депрессиях.

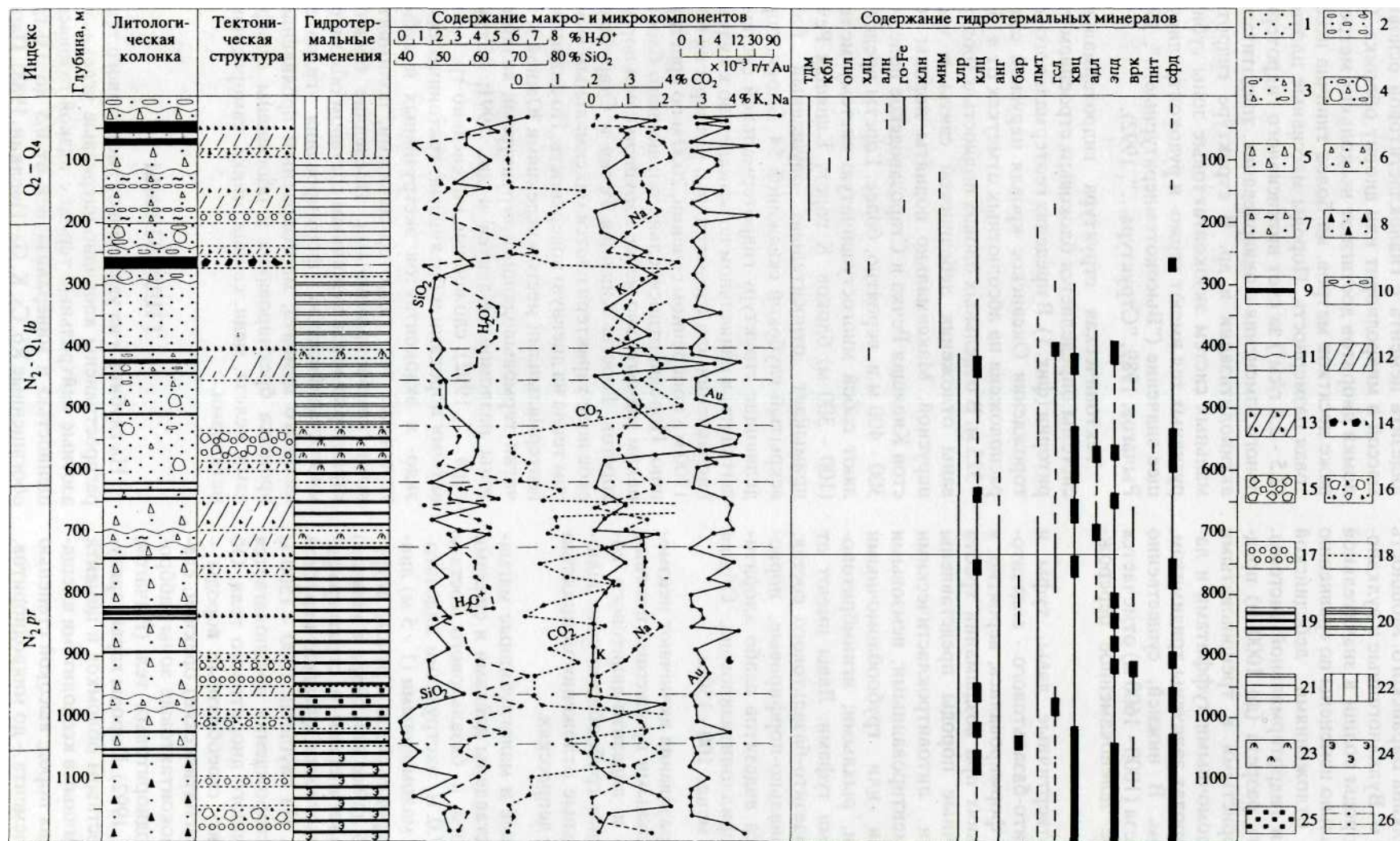
Ближеповерхностные и малоглубинные магматические тела представлены дайками и силлами андезито-базальтового и базальтового состава мощностью 0.5 - 17.0 м, экструзиями андезито-дацитового состава, маломощными (1 - 5 м) линзами диоритов - микродиоритов. Группы интрузивных тел (по 3 - 6 дайки или силла в каждой) приурочены к литологическим и стратиграфическим границам, в частности, к разделу парусной и лебединской свит. На глубинах 1000 - 1500 м геотермального месторождения предполагается наличие кровли крупного диоритового тела. Об этом свидетельствуют своеобразные породы - интрузивные (автомагматические) брекчии, слагающие обычно экзоконтактные зоны габбро-диоритовых - гранодиоритовых тел (Рычагов, 1984; "Структура...", 1992). Породы характеризуются одинаковым составом обломков и цемента (андезитовым), единичными ксенолитами вмещающих и нижележащих пород, высокой степенью раскристаллизации цемента - до микродиоритов. Обломки округлы (оплавлены) или их границы

затушеваны вследствие постепенного перехода андезита цемента с гиалокластитовой основной массой в микродиорит или диорит обломка. Обломки диоритов достигают нескольких метров и даже десятков метров, но более типична псефитовая размерность. Породы массивные плотные (2.5 - 2.8 г/см<sup>3</sup>) за счет интенсивного гидротермального изменения - окварцевания, эпидотизации, актинолитизации и др. В структуре гидротермальных систем экзоконтактные зоны субинтрузивных тел имеют термо- и рудоконтролирующее значение ("Высокотемпературные...", 1991; Рычагов, 1989; "Структура...", 1992).

Тектоническая структура гидротермальной системы определяется блоковым строением территории (фиг. 1). В пределах геотермального месторождения Океанское кровля парусной свиты расположена на абсолютных отметках от +15 до -325 м. В отдельных блоках полностью эродированы отложения лебединской свиты и часть парусной. Максимально подняты породы горстов Кипящая Речка и Старозаводское поле - до 300 - 400 м и, вероятно, более. Горсты представляют собой многоступенчатую систему мелких (100 - 300 м) блоков. К горсту Кипящая Речка примыкает относительно опущенный блок, вскрытый глубокой скважиной 54. Блоки, определяющие структуру гидротермальной системы, вытянуты в радиальном по отношению к вулкану направлении или изометричны; размеры их 600 - 1700 м в поперечном сечении, 2000 м по простиранию. Породы относительно опущенного блока в целом значительно менее нарушены, чем породы горстов. Горсты Кипящая Речка и Старозаводское поле характеризуются максимальным выносом тепла на дневную поверхность. По аналогии с геотермальными месторождениями Южной Камчатки термовыводящими структурами являются зоны разломов (Жатнуев и др., 1991; "Структура...", 1992), сложенные интенсивно трещиноватыми породами и брекчиями: тектоническими, эндо- и экзоконтактов экструзивных и субинтрузивных тел, гидротермальными, полимиктовыми комбинированными. Последние брекчии характеризуются различным составом обломков, многостадийностью формирования гидротермального цемента, многократным проявлением процесса брекчирования и обогащены сульфидами железа, меди, свинца, цинка, самородными металлами.

## ГИДРОТЕРМЫ

На глубине и на удалении от диоритового тела распространены хлоридно-натриевые углекисло-азотные нейтральные термы с низкой газонасыщенностью и минерализацией от 0.5 до 3.0 г/л, обогащенные Rb, Cs, K, Ga (Пчелкин, 1988). Паро-конденсату на месторождении отвечают серо-



Фиг. 2. Геологический разрез относительно опущенного блока (II) в центральной части геотермального месторождения, колонка скважина 54. 1 - алевролиты, песчаники и туфоалевролиты, туфопесчаники; 2 - галечники; 3 - туфогалечники; 4 - туфоконгломераты; 5 - туфы псефитовые андезитового и андезито-дацитового состава; 6 - то же, псаммитовые туфы; 7 - игнимбриты и пемзовые туфы андезито-дацитового до дацитового состава; 8 - интрузивные туфы (интрузивные брекчии); 9-эффузивы, дайки и силлы андезито-базальтового и андезитового состава; 10 - грубообломочные делювиальные отложения; 11 - стратиграфические границы; 12 - зоны трещиноватости; 13-тектонические брекчии; 14-брекчии эндо- и экзоконтактов лавовых потоков, даек, силл; 15-гидротермальные брекчии; 16 - полимиктовые (комбинированные) брекчии; 17 - участки повышенной пористости пород; 18 - границы тектонических зон и фаций метасоматитов; 19 - средне-температурные пропилиты; 20- низко-среднетемпературные пропилиты; 21 -низкотемпературные пропилиты; 22-опал-каолинит-алунитовые породы зоны кислотного выщелачивания; 23 - гидротермалиты зоны перехода "жидкость-пар"; 24 - повышенное содержание эпидота в породах; 25 - то же, сульфидов; 26 - границы геохимических аномалий. В последней графе показано развитие в разрезе гидротермальных минералов (пунктир - редкие находки, сплошная линия - устойчивые содержания, утолщенная сплошная линия - высокие содержания): тдм - тридимит, кбл - кристобалит, opl - опал, хлц - халцедон, алн - алуниит, го-Fe - гидроксиды железа, клн - каолинит, мнм - монтмориллонит, хлр - хлорит, клц - кальцит, анг - ангидрит, бар - барит, лмт - ломонтин, гсл - гидрослюда, квц - кварц, адл - адуляр, эпд - эпидот, врк - вайрацит, пнт - пренит, сфд - сульфиды.

0  
V  
И

водородно-углекислосульфатные воды с минерализацией от 0.15 до 2.0 г/л. В них мало кремне-кислоты, а насыщенность углекислотой, азотом, сероводородом высокая (Пчелкин, 1988). Источники из поверхностного водоносного горизонта -сероводородные, слабокислые и субнейтральные. Вода гидросульфатных полей существенно сульфатная, от нейтральной до кислой, температуры выше 80°C. Кислые воды обогащены Al и Fe, а по району Кипящей Речки - и As, Ba. Гидротермы месторождения отличаются повышенное содержание водорода ("Голубые озера"), что может быть обусловлено близостью к дневной поверхности промежуточного магматического очага или высокой восстановительной способностью гидротермального бассейна на глубине (Знаменский, Никитина, 1985).

#### ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

В пределах геотермального месторождения Океанское выделяется несколько типов гидротермально-измененных пород (фиг. 2).

1. Кварц-хлорит альбит-слюдистые пропилиты с эпидотом, цеолитами, карбонатами, сульфидами. В керне скважин 64 и 65 на глубине 40 - 550 м и в призабойной части скважины 54 (1000 - 1200 м) обнаружены агрегаты зерен граната - гроссуляра (А.Ф. Черняева), развивающегося в кавернах и пустотах на кварцевой подложке. Хлорит представлен шамозитом, слюда - мусковитом 1М, цеолиты - в основном ломонтитом, а карбонаты - кальцитом, сульфиды - пиритом.

В экзоконтактной зоне предполагаемого субинтрузивного тела диоритов ромбические и моноклинные пироксены, а также хлоритизированный цемент замещены эпидотом, плагиоклазы выщелочены. Эпидот в форме удлиненных кристаллов и радиально-лучистых агрегатов также приурочен к кавернам, залеченным кварцем, самостоятельно выполняет пустоты и трещины.

Кварц-хлорит-альбит-слюдистые пропилиты распространены в интервале глубин 500 - 1200 м и, вероятно, глубже. Изменениям этого типа подвержены в основном туфы парусной свиты и интрузивные брекчии.

2. Кварц-хлорит-кальцит-цеолитовые пропилиты с гидрослюдами, ангидритом, эпидотом, сульфидами. Пропилиты образуются в верхней части разреза парусной свиты и в нижней - лебединской толщи. Цемент туфов и туффитов, а также основная масса лав андезитов хлоритизирована, микролиты плагиоклаза замещены ломонтитом, серицитом, эпидотом. Плагиоклаз вкрапленников замещен цеолитами, ангидритом, кальцитом. Сульфиды рассеяны в основной массе пород и вместе с кварцем, кальцитом и ангидритом выпол-

няют поры и трещины. Метасоматиты обычно трещиноватые, непрочные. На участках, где процессы пропилитизации проявились наиболее активно, базис туфов и туффитов почти полностью серицитизирован и окварцован, карбонатизирован-ван, в меньшей степени хлоритизирован. Реликты альбитизированных и эпидотизированных плагиоклазов нацело замещаются серицитом. Обломки базальтов, андезитов и дацитов претерпевают такое же перерождение, что и базис. Гидрослюда локализуется вокруг обломков, образуя оторочки.

3. Кварц-кальцит-цеолит-гидрослюдистые пропилиты и продукты их аргиллизации, с пиритом и отдельными кристаллами адуляра, ангидрита, пре-нита. Пропилиты представлены двумя фациями: цеолитовой и трансильванской.

Цеолитовая пропилитизация характеризуется развитием вайракита, ломонтита, реже анальци-ма, гидрослюды, хлорита и пренита. Вайрацит образует гранобластово-микроройкилитовый агрегат, замещает плагиоклазы и развивается по основной массе туфов. Ломонтиту свойственны тончайшие выделения в цементе туфов. В кавернах ломонтит нарастает на вайрацит. Анальцитом развивается в пустотах, где образует тонкодисперсные агрегаты с хлоритом. В базисе присутствует гидрослюдисто-хлорит-цеолитовый микроагрегат, в котором невозможно отличить хлорит предшествующих пропилитов. Гидрослюды развиваются не только по основной массе пород, но замещают плагиоклазы и обломки. В данных пропилитах встречается собственно гидрослюда (А : В ≈ 85 : 15) и гидрослюда деградированная (А : В ≈ 75 : 25), что соответствует классификации Б.И. Омеляненко и др. (1988). Пустоты, стенки которых инкрустированы игольчатыми кристаллами эпидота, нередко заполнены наростами на него тонкоигольчатыми друзами β-леонгардита. Он установлен по рентгенометрическому критерию В.И. Гугушвили (1980). В цеолитизированном и хлоритизированном базисе встречаются кристаллы пренита. В некоторых случаях ломонтит и вайрацит развиваются совместно с пренитом, иногда он доминирует. Пренит часто замещает плагиоклазы.

Зоны трансильванской пропилитизации характеризуются развитием хлорита, гидрослюды, карбоната, кварца, адуляра и пирита. По основной массе туфов образуется хлорит двух генераций: ранний (более железистый) с яркой травяно-зеленой и поздний с голубовато-серой интерференционной окраской. В хлорит-гидрослюдистом базисе присутствует кальцит. Многие темноцветные минералы зонально замещены хлоритом, карбонатизированы, реже - окварцованы; плагиоклазы зонально гидрослюдизированы и карбонатизированы-ваны. В цементе туфов окварцевание развито в форме заполнения пор или пустот. К участкам

Таблица 2. Предполагаемые зоны перехода "жидкость-пар" в разрезах скважин геотермального месторождения Океанское

№ п.п.	№ скважины	Интервал, м	Мощность, м	Положение кровли зон относительно уровня моря, м	Минеральная ассоциация	Степень дробления пород	Тектоническая привязка
1	54	406 - 408	2	-131	Кварц-адуляр-вайрацит	Трещинная зона	Относительно опущенный и
2	54	540 - 622	82	-265	Кварц-адуляр-эпидот	Гидротермальная брекчия	"монолитный" блок II
3	54	699 - 714	15	-424	Кварц-адуляр-эпидот-вайрацит	Трещинная зона	
4	55	130 - 230	100	+270	Кварц-пренит	Гидротермальная брекчия	То же, граница блока II
5	8К	275 - 320	45	+25	Кварц-адуляр	Тектонические брекчии	Тектоно-магматическое
6	8К	424 - 460	36	-124	Кварц-адуляр-эпидот-вайрацит	Трещиноватые породы	(магматическое?) поднятие
7	8К	600 - 601	1	-300	Кварц-адуляр-эпидот-вайрацит	Гидротермальные брекчии	граница блока III
8	8К	637 - 638	1	-337	»	Трещинная зона	»
9	57	220 - 270	50	+155	Кварц-вайрацит-рудные + гидрослюда	Трещинная зона	Горст Старозаводское поле, блок IV
10	64	390 - 460	≥70	-60	Кварц-адуляр-пренит-вайрацит-эпидот-рудные	Тектоническая брекчия	»
11	65	40 - 200	≤160	+335	Кварц-адуляр-вайрацит-рудные	Трещинная зона	»
12	3К	95 - 110	15	+5	Кварц-адуляр	Гидротермальная брекчия	Горст Кипящая Речка, граница блока I
13	59	475 - 525	≥50	-200	Кварц-адуляр-эпидот + хлорит	Гидротермальная брекчия	То же, близ осевой зоны
14	53	180 - 200	≥20	+120	Кварц-адуляр	Трещиноватые породы	Горст Кипящая Речка, блок I
15	72	270 - 320	50	+55	Кварц-адуляр	Трещинная зона	Опереющая сеть нарушений

окварцевания приурочен пирит. Хлоритизация вверх по разрезу сменяется развитием смешано-слоистых иллит-сметитовых минералов и монтмориллонита. Изменениями этого типа затронуты туфогенно-осадочные отложения лебединской свиты, средне-верхнечетвертичные туфы, пемзы и туфоконгломераты, трещиноватые лавы. Мощность зоны пропилитов невелика (до 250 м), во многих разрезах она отсутствует.

В целом в недрах геотермального месторождения Океанское происходит постепенная смена пропилитов снизу вверх: от кварц-хлорит-альбит-слюдистых через кварц-хлорит-кальцит-цеолитовые до кварц-кальцит-цеолит-гидрослюдистых, за счет уменьшения РТ-параметров и изменения состава растворов. Приведенные данные свидетельствуют о широком развитии слюдистых ми-

нералов в недрах месторождения. Они образуют в сменяющих друг друга пропилитах генетический ряд минералов с нарастающим содержанием смектитовых межслоев: мусковит (серицит) — гидрослюда — деградированная гидро-слюда. Такая тенденция в распределении разновидностей слюд определяется снижением температурных условий их образования (Омельяненко и др., 1988; Самсонова, Русинова, 1987).

4. Образования кислотного выщелачивания: опал-каолинит-алунитовые метасоматиты зоны сернокислотного выщелачивания с тридимитом, халцедоном, пиритом, переходящие ниже в продукты хлоридно-углекислого выщелачивания (смектиты). В последних присутствуют иллит-сметиты, хлорит, каолинит, высококремнистые цеолиты (морденит, клиноптилолит), минералы



кремнезема, пирит, карбонаты, гидроокислы железа.

• Основным слоистым силикатом продуктов хлоридно-углекислого выщелачивания является диоктаэдрический смектит. В первую очередь смектитизируется связующая масса пород. Вкрапленники плагиоклазов и пироксенов сохраняются лучше. В глинистой массе постоянно присутствует  $\alpha$ -кristобалит, подтвержденный рентгеноструктурным анализом. В верхних частях зоны хлоридно-углекислого выщелачивания появляется каолинит в виде тонкочешуйчатых агрегатов на наиболее проницаемых участках пород.

Зона хлоридно-углекислого выщелачивания вверх по разрезу переходит в серные опалиты-продукты сернокислотного выщелачивания. Среди них выделяются опал-каолининовая, опал-алу-нитовая и опалитовая (монокварцитовая) зоны. Смена основных парагенезисов в толще серных опалитов говорит о нарастающем снизу вверх ультракислотном выщелачивании пород. Показательно изменение состава сульфидов железа: от марказита внизу через пирит к лимониту вверх.

Описанные продукты кислотного выщелачивания образуют "шапку" аргиллизитов мощностью от 30 - 50 до 225 м на всей площади геотермального месторождения. Слабо изменены только позднеголоценовые (?) лавы андезитов и андезито-базальтов. Средняя мощность зоны кислотного выщелачивания на месторождении составляет 100 - 120 м. Каолинитизация и алунификация пород по открытым тектоническим нарушениям распространяется до глубин 400 - 500 м в структурах грабенов и 200 - 250 м - в пределах горстов.

Под опал-каолинит-алуниновыми метасоматитами и в пределах метасоматитов открытые поры и микротрещины на 75 - 80% выполнены тридимитом. Образуется вязкая и плотная толща. Мощность участков пород, "пропитанных" тридимитом, достигает 150 - 200 м над зонами интенсивного кипения перегретого флюида.

5. Определенный тип изменений характеризует область перехода "жидкость-пар" (Жатнуев и др., 1991; Рычагов, 1993; "Структура...", 1992). Породы здесь нацело замещены агрегатом кварц-адуляр, кварц-адуляр-вайрацит или другими ассоциациями вторичных минералов (табл. 2). В основе ассоциаций лежит тонко- и крипстокристаллический, реже мозаичный, кварц и почти всегда адуляр. Содержание кремнекислоты - не менее 65 - 70 масс. %,  $K_2O$  - 2 - 8 масс. %. Новообразования массивны за счет выполнения мелких пор и пустот кварцем, адуляром, вайрацитом, пренитом, эпидотом. Одновременно для них характерно большое количество крупных пор и пустот, образованных путем выщелачивания изначально

рыхлого и брекчированного цемента вмещающих пород (туфов, туффитов), механического вымывания обломков пород активно циркулирующей здесь пароводяной смесью. Метасоматиты обеднены  $CaO$ ,  $CO_2$  (кальцит не образуется или выщелачивается), обогащены щелочными и рудными элементами: K, Li, Rb, Sc, Au, Ag, As; в некоторых случаях - В. Новообразования как бы завершают определенный тип пропилитизации.

Гидротермалиты обнаружены в разрезе каждой скважины и в широком интервале глубин (40 - 714 м), при тяготении к приповерхностному горизонту (40 - 500 м) и положительным отметкам рельефа (от +335 до -200 м относительно уровня моря). Наиболее широко распространена ассоциация кварц-адуляр + рудные минералы. Мощность зон гидротермалитов колеблется от первых сантиметров в трещинах до 160 м и, вероятно, более на участках тектонического или гидротермального брекчирования пород. Мощность зон в пределах горстов в среднем значительно больше, чем в других блоках. Здесь же образуются наиболее ярко выраженные и крупнокристаллические формы адуляра, эпидота, вайрацита, пренита. Некоторые другие параметры гидротермалитов и особенности их структурного контроля отмечены в работе (Рычагов, 1993).

#### ТЕМПЕРАТУРЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ГАЗОЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

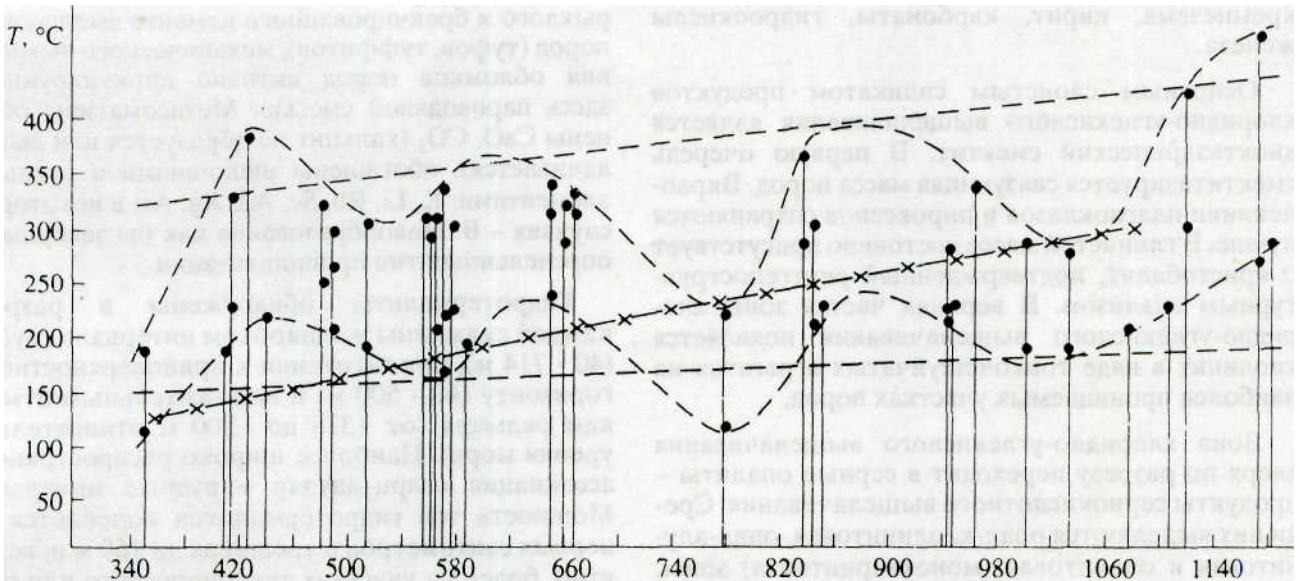
Для установления термодинамических параметров минералообразующих растворов, заключенных в кристалле минерала в виде включений, использованы наиболее широко применяемые методы - гомогенизация и декрепитация.

Гомогенизация газожидких и твердо-газожидких включений (ГЖВ и ТГЖВ) осуществлялась по методике и в камере Н.П. Ермакова (Ермаков, 1972). До помещения препарата в термокамеру определялся тип включения, процентное соотношение газовой, жидкой и твердой фаз. Режим нагрева препарата составлял 2 - 4°C/мин, точность замеров - 1 - 2°C.

Температуры декрепитации ГЖВ устанавливались на декрепитографе ВД-4. Нагревание монофракций минералов проводилось ступенчато. При интерпретации результатов учитывались следующие основные положения:

1) температуре минералообразования соответствует только начало массового растрескивания ГЖВ;

2) для многих минералов, помимо взрывов ГЖВ, с определенных температур начинается растрескивание, не имеющее отношения к взрыву включений; в этих случаях проводились дополнительные исследования.



Фиг. 3. Распределение температур гомогенизации и декрепитации ГЖВ и ТГЖВ (точки - конкретные значения, пунктирные линии — кривые распределения) и усредненная кривая термокаротажа в разрезе скважины 54.

Анализировались включения в кальците, кварце, адуляре, ангидрите, эпидоте, вайраките, прените, все — в мономинеральной фазе или в ассоциации с другими гидротермальными минералами. При классификации включений принят принцип их происхождения (Ермаков, 1972). Использовались первичные включения, учитывая, что степень несоответствия физико-химических параметров флюида из первичного включения и минералообразующих растворов незначительна (Ермаков, 1972). Среди первичных включений выделено три типа вакуолей. Каждый тип обладает своими морфологическими особенностями, характером расположения в кристалле минерала, фазовым состоянием и температурой гомогенизации вакуолей.

Первый тип вакуолей отличается правильными формами (отрицательного кристалла). Для них характерно газожидкое и твердо-газожидкое фазовое состояние. Минерал-узник по показателю преломления представлен галитом и реже ангидритом. Температура гомогенизации включений составляет 300 - 460°C. Подобные вакуоли обнаружены в кварце, кальците, эпидоте и частично в ангидрите.

Второй тип вакуолей характеризуется реликтами прямоугольных и гексагональных форм. Располагаются они вдоль границ между двумя растущими участками, образуя ряды, либо в виде субпараллельных групп. Включения в основном газожидкие, но для их вакуолей характерно метастабильное состояние, выражающееся в выпадении твердой фазы при нагревании включений до 120 - 180°C; твердая фаза в них представлена

галитом. При дальнейшем нагревании твердая фаза растворяется. Температура гомогенизации включений второго типа составляет 180 - 290°C; вакуоли характерны для кварца, кальцита, адуляра, вайракита, пренита, ангидрита.

Третий тип вакуолей отличается большим разнообразием форм и имеет сложную картину распределения в плоскости, часто подчеркиваются зоны роста. Фазовое состояние включений газожидкое, гомогенизация происходит при температуре 80 - 150°C. Включения характерны для кальцита и редко - для ангидрита.

Обращает на себя внимание сходство температур гомогенизации и декрепитации, что позволяет интерпретировать их как температуры минералообразующих растворов (Коропов и др., 1990; Наумов, 1968; Наумов, Ходаковский, 1968). В целом, очевидна тенденция охлаждения гидротермальных растворов снизу вверх по разрезам (фиг. 3). Эта тенденция особенно четко проявлена для растворов включений из "сквозных" минералов - кварца (400 - 180°C) и кальцита (300 - 90°C). Высоко- и низкотемпературные минеральные ассоциации часто пространственно совмещены. Наличие кварц-гранатовая ассоциации (фиг. 4) свидетельствует о проявлении в недрах геотермального месторождения процесса высокотемпературной пропилитизации. Этот процесс носит локальный характер на фоне среднетемпературной пропилитизации, образуются "горячие пятна" по М.М. Ва-силевскому (1973). Эпидот-кварцевая, эпидот-кальцитовая, эпидот-ангидритовая, альбитовая, хлорит-кварцевая и кальцит-хлоритовая ассоциации входят в равновесный парагенезис, соответ-



Фиг. 4. Температурные условия гидротермального изменения пород и образования минералов из растворов геотермального месторождения Океанское.

ствующий среднетемпературной пропилитизации (Коржинский, 1957). Процесс низкотемпературной пропилитизации описывается вайрацит-кальцитовой, ломонит-кварцевой, пренит-кальцитовой, адуляр-кварцевой, кварц-хлорид-кальцитовой ассоциациями. Температурный интервал образования смешанослойных минералов, монтмориллонита и кристобалита по данным гомогенизации включений в кварце и кальците, образовавшихся чуть раньше или позже минералов-термометров, составляет соответственно 180 - 135°C, 160 - 130°C, 110 - 80°C. Эти минеральные ассоциации и значения температур соответствуют процессу гидротермальной аргиллизации (Коржинский, 1957).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ: ТЕМПЕРАТУРНЫЙ И ГЕОХИМИЧЕСКИЙ РЕЖИМЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Изложенные данные свидетельствуют о том, что в недрах геотермального месторождения Океанское в настоящее время идет активный процесс гидротермально-метасоматического переобразования вулканогенных, вулканогенно-осадоч-

ных и интрузивных пород под влиянием высокотемпературных (до 300°C и, вероятно, выше) трещинных и трещинно-поровых сероводородно-углекисло-сульфатных и хлоридно-натриевых углекисло-азотных вод. Средне-, до высокотемпературных пропилиты (300 - 450°C) кварц-хлорит-альбит-слюдистого состава формируются в основании разреза (глубже 500 м от дневной поверхности) и в экзоконтактовой зоне предполагаемого крупного диоритового тела. Выше происходит смена данных пропилитов на низко-среднетемпературные кварц-хлорит-кальцит-цеолитовые. Завершается пропилитизация кварц-кальцит-цеолит-гидрослюдистыми образованиями с широким развитием в них смешанослойных иллит-сметитовых минералов и монтмориллонита. Температуры растворов, находящихся в равновесии с последними пропилитами, не превышают 180 - 200°C. Таким образом, происходит последовательная смена режима высоко-среднетемпературной пропилитизации пород на низкотемпературную снизу вверх, соответственно с изменением состава и температуры гидротермального флюида и в зависимости от геологической структуры месторождения.

В особом термодинамическом и геохимическом режиме формируются области перехода "жидкость-пар". Температуры гидротермального минералообразования здесь колеблются в широком интервале: от 300 - 250°C до 200 - 170°C и ниже. Это обстоятельство свидетельствует о резком снижении температуры пород в процессе кипения гидротерм, возможно за счет поступления холодных метеорных или морских вод по открытым разломам. Ранее (Жатнуев и др., 1991; "Структура...", 1992) мы отмечали, что зоны перехода "жидкость-пар" локализируются в пределах области влияния открытых тектонических нарушений. В курило-камчатском регионе активные сейсмотектонические процессы способствуют раскрытию тектонических нарушений и проникновению в них метеорных и морских вод. Участие морских вод в гидротермальных процессах в пределах геотермальных месторождений Курильских островов отмечалось неоднократно (Барбанов Л.Н., 1977; Брезгунов и др., 1968; Дуничев, 1973; Кононов, Ткаченко, 1970). При формировании интрузий в обстановке высокой сейсмической активности может происходить взаимодействие расплава с морской водой. Специальные исследования В.А. Марковского и В.К. Ротмана (1988) показали, что независимо от состава магмы это приводит к мгновенному испарению воды, вызывающему взрыв, который дробит застывающий расплав и вмещающие породы. Гидротермальные растворы испытывают резкое охлаждение. Такие зоны резкого охлаждения пород фиксирует, в частности, ангидрит. Так, ангидрит распространен в разрезе скважины 54 на глубинах 785 - 925 м при перепаде температур вторичного минералообразования от 460 - 360°C до 190°C. В схожих условиях формируется ангидрит из измененных базальтов на геотермальном поле Рейкьянес, Исландия (Гептнер и др., 1987). Приуроченность ангидрита к участкам дробления с наиболее высоким перепадом температур АР. Гептнер с соавторами объясняют вторжением холодных морских вод в гидротермальную систему в связи с тектоническими подвижками.

Таким образом, проникновение значительных масс метеорных и (или) морских вод в недра высокотемпературной гидротермальной системы может служить одним из спусковых механизмов дробления пород и фактором их охлаждения и в процессе формирования зон перехода "жидкость-пар". Зоны характеризуются наличием геохимических барьеров осаждения Au-Ag-K + As + полиметаллы + редкие щелочные элементы. Содержание рудных элементов достигает промышленных концентраций в линзах - жилах мощностью от сантиметров до десятков метров. Зоны перехода "жидкость-пар" широко распространены в структурах горстов.

Венчается разрез измененных пород мощной "шапкой" опал-каолинит-алунитовых метасома-титов и смектитизированных низкотемпературных пропилитов с тридимитом, халцедоном и пиритом, выполняющими поры и пустоты. Метасо-матиты характеризуют зоны сернокислотного и гидрокарбонатного выщелачивания, формирующиеся за счет смешения глубинных нейтральных, приповерхностных и поверхностных кислых серо-водородно-сульфатных терм. По мере развития процессов выщелачивания и аргиллизации толща становится вязкой и плотной и все более обретает свойства верхнего водоупора гидротермальной системы. Тридимит, выполняющий поры и трещины над зонами кипения флюида, усиливает водоупорные свойства толщи кислотно-выщелоченных пород. Следовательно, в условиях высокотемпературной гидротермальной системы Баранского и геотермального месторождения Океанское повсеместно (в пределах участков разуплотнения пород) под зоной кислотного выщелачивания и аргиллизации пропилитов растворы находятся в виде пароводяной смеси или сухого пара.

Структура температурного поля в недрах месторождения, контролирующего развитие ассоциаций гидротермальных минералов, подчиняется геологическому блоковому строению. Горст Старозаводское поле, вскрытый скважинами 7К, 64, 65 (фиг. 1), представляет собой блок высокопро-гретых пород. Скважины находятся в пределах или в непосредственной близости от осевой зоны разлома горста и фиксируют фронт температурного купола. В пределах горста Кипящая Речка максимальный подъем фронта высокотемпературного теплового потока, согласно минералого-петрографических и геолого-структурных данных, приходится также на осевую зону разломов (скважина 59) и границы блока (скважины 56, 3К). Для разреза скважины 59 характерен резкий рост градиента температур вторичного минералообразования на интервале 400 - 500 м. Здесь вскрыта толща массивных игнимбритов, обладающих свойствами водоупора. По-видимому, в случае продолжения бурения могла быть вскрыта кровля экзоконтактной зоны теплового источника (субинтрузивного тела) на интервале 500 - 700 м. Зона, как и в других случаях ("Высокотемпературные...", 1991; Рычагов, 1993; "Структура...", 1992), может являться глубинным высокотемпературным водоносным горизонтом. Особенностью структуры температурного поля в недрах горста Кипящая Речка служит интенсивное охлаждение верхних горизонтов (до 200 м) отдельных участков блока (скважина 53) на некотором удалении от осевой зоны разломов. Вследствие этого участки высокопрогретых пород чередуются с охлажденными трещиноватыми участками. По-видимому, в дальнейшем необходимо изучить механизмы проникновения больших масс поверхностных и

морских вод на значительную глубину в зонах восходящего теплового потока. Относительно опущенный блок (скважина 54) характеризуется постепенным нарастанием температур гидротермального минералообразования от 130 - 150°C в приповерхностном горизонте до 350 - 470°C на глубине 1000 - 1200 м. Сходная картина наблюдается в разрезе тектоно-магматического поднятия (скважина 8К). В пределах экзоконтактовых зон предполагаемого диоритового тела градиент температуры гидротермального минералообразования резко возрастает. Эти зоны характеризуются и особым геохимическим режимом - формируются кварц-эпидозиты с гранатом и рудными минералами.

Таким образом, температурное поле в недрах геотермального месторождения Океанское, по данным изучения ассоциаций вторичных минералов, имеет современное происхождение и характеризуется неоднородным строением: устойчивыми высокими значениями в пределах горстов с интенсивным охлаждением пород на отдельных участках в верхних горизонтах месторождения, постепенным увеличением значений температур на глубину в относительно опущенных блоках и тектоно-магматических поднятиях, высокими градиентами значений температур в экзоконтактовой зоне предполагаемого субинтрузивного тела. Широкое развитие в недрах месторождения имеют особые термодинамические зоны - перехода "жидкость-пар". Здесь происходит падение температуры минералообразования, формирование геохимических барьеров на ряд рудных и нерудных компонентов, образуются области сухого пара на большой глубине или в верхних горизонтах месторождения при высоких температурах вмещающих пород.

Авторы признательны В.И. Белоусову и СИ. Набоко за поддержку направления работ, И.Г. Завадскому, С.В. Кореновой, Г.П. Королевой, В.М. Ладыгину, С.В. Москалевой, В.И. Пчел-кину, Я.А. Рихтеру, Н.М. Ульзутуеву за помощь в полевых исследованиях, И.Ф. Делеменю и другим специалистам за обсуждение основных положений статьи.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барабанов Л.Н.* Химические равновесия и зональность термальных вод Курильских островов // Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1977. С. 155 - 163.
- Брезгунов В.С., Дуничев В.М., Зотов А.В. и др.* К вопросу генезиса термальных вод вулкана Менделеева (о-в Кунашир) // Докл. АН СССР. 1968. Т. 179. № 1. С. 179- 182.
- Василевский М.М.* Вулканизм, пропилитизация и ору-денение. М.: Наука, 1973.
- Высокотемпературные гидротермальные резервуары. М.: Наука, 1991.
- Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под ред. *Сергеева К.Ф., Красного М.Л.* Л.: ВСЕГЕИ, 1987.
- Гептнер А.Р., Кристманнсдохтур Х., Селезнева М.А.* Вторичные минералы базальтоидов, измененных гидротермальным рассолом на полуострове Рейкьянес (Исландия) // Литология и полез. ископаемые. 1987. №2. С. 25-41.
- Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967.
- Гугушвили В.И.* Поствулканический процесс и формирование месторождений полезных ископаемых в древних островных дугах и интрадуговых рифтах (на примере Аджаро-Триалетской зоны Кавказа). Тбилиси: Мецниереба, 1980.
- Дуничев В.М.* Парагидротермы Горячего Пляжа и перспективы использования термальных вод Курильских островов // Изучение и использование глубинного тепла Земли. М.: Наука, 1973. С. 226 - 229.
- Ермаков Н.П.* Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972.
- Жатнуев Н.С., Рычагов С.Н., Миронов А.Г. и др.* Пародоминирующая система и геохимический барьер жидкость-пар Верхнего термального поля Паужет-ского месторождения // Вулканология и сейсмология. 1991. № 1. С. 62-78.
- Злобин Т.К.* Строение литосферы в районе о. Итуруп по сейсмическим данным // Тихоокеанская геология. 1989. №3. С. 33-41.
- Злобин Т.К., Знаменский В.С.* Геология и глубинное строение геотермального района (о-в Итуруп) // Геология руд. месторождений, 1991. № 4. С. 3 - 15.
- Знаменский В.С.* Гидротермально измененные породы Мутновского (Камчатка) и Кипящего (о-в Итуруп) геотермальных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №5. С. 110- 123
- Знаменский В.С., Никитина И.Б.* Гидротермы центральной части острова Итуруп (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 44 - 65.
- Кононов В.И., Ткаченко Р.И.* Особенности формирования береговых терм // Современные минерало-образующие растворы. Петропавловск-Камчатский, 1970. С. 11.
- Коржинский Д.С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Коробов А.Д., Гончаренко О.П., Рихтер Я.А.* Стадийность постмагматических процессов и современное глинообразование Паужетского геотермального поля (Южная Камчатка). Саратов: СГУ, 1990. 139 с. Деп. в ВИНТИ 15.01.90. № 261-В90.
- Марковский Б.А., Ротман В.К.* Особенности вулканизма и гидротермальной деятельности ранних стадий развития островных дуг // Вулканология и сейсмология. 1988. № 5. С. 35 - 41.
- Мархинин Е.К., Стратула Д.С.* Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977.

- Наумов В.Б.* К вопросу об определении температур минералообразования методом декрепитации // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1968. Т. II. С. 37-43.
- Наумов В.Б., Ходаковский ИЛ.* Температуры образования минералов по данным изучения включений минералообразующих сред // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1968. Т. II. С. 136-140.
- Омельяненко Б.И., Андреева О.В., Воловикова И.М.* Тонкочешуйчатые диоктаэдрические калиевые слоистые силикаты ураноносных окколорудных метасомати-тов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 79 - 91.
- Пчелкин В.И.* К методике поисков термальных вод в районах современного вулканизма (на примере центральной части о-ва Итуруп) // Всесоюзное совещание по подземным водам Востока СССР. Иркутск-Ю. Сахалинск, 1988. С. 57 - 58.
- Рычагов СИ.* Брекчиевая структура геологической среды. Петропавловск-Камчатский, 1989. 62 с. Деп. в ВИНТИ 04.04.89. № 2138 - В89.
- Рычагов С.Н.* Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: модель геологической структуры // Вулканология и сейсмология. 1993. № 2.
- Рычагов С.Н.* Кольцевые структурно-вещественные парагенезисы вулканогенных рудных полей. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1984.
- Самсонова Н.С., Русинова О.В.* Слоистые силикаты -индикаторы зональности окколорудных ореолов // Геологические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. М.: ВИЭМС, 1987. 49 с.
- Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1992.
- Elders W.A., Hoagland J.R., Williams A.E.* Distribution of hydrothermal mineral zones in the Cerro Prieto geothermal field of Baja California, Mexico // Geothermics. 1981. V. 10. No. 3/4. P. 245 - 253.
- Reyes A.G.* Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment // J. Vol. Geoth. Res. 1990. No. 43. P. 279 - 309.