

ИЗУЧЕНИЕ
И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ
РЕСУРСОВ
В ВУЛКАНИЧЕСКИХ
ОБЛАСТЯХ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Научный совет по геотермическим исследованиям в СССР

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

Институт вулканологии

553.065

3096

ИЗУЧЕНИЕ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

МОСКВА 1979



Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

Сборник содержит статьи, в которых рассмотрены геотермические условия термоаномалий вулканических областей СССР в связи с оценкой геотермальных ресурсов. Изложены представления о процессах тепломассопереноса в естественных и искусственных циркуляционных системах.

Табл. 48. Ил. 72. Библ. 217 назв.

Ответственные редакторы

И.Т. Аладьев, В.М. Сугробов

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время во многих странах мира геотермальные ресурсы или тепло Земли практически используются для получения электрической и тепловой энергии. Общий энергетический потенциал геотермальных ресурсов, т.е. тепловой энергии нагретых пород, магматических очагов, подземных вод и пара огромен и практически неисчерпаем. По оценкам американского ученого Д. Уайта, теплосодержание первого десятикилометрового слоя земной коры достигает $3 \cdot 10^{27}$ кал. Нынешнее использование тепла Земли базируется в основном на эксплуатации месторождений природного теплоносителя — термальных вод и пара. Они связаны с термоаномалиями, так называемыми гидротермальными конвективными системами, формирующими в верхней части земной коры в областях тектоно-магматической активности, в том числе в зонах развития современного вулканизма.

Ресурсы термальных вод и пара ограничены. Однако геотермальные месторождения обнаруживаются на небольших глубинах (600–2000 м), теплоноситель характеризуется высокими температурами (до 300°C) и достаточно просто извлекается буровыми скважинами. Именно такие месторождения в областях современного и молодого вулканизма стали базой для строительства геотермальных электростанций в Италии, Новой Зеландии, США, Мексике, Японии и других странах. Общая мощность геотермальных электростанций в мире сейчас достигает около 1,5 млн. квт. В Советском Союзе первая опытно-промышленная электростанция, работающая на основе месторождения природных подземных вод (температура 180–200°C), построена на Камчатке (Паужетка).

По мнению специалистов, занимающихся теоретическими и практическими вопросами использования тепла Земли, основанному на прогнозной оценке геотермальных ресурсов и технико-экономических расчетах, геотермальное энергоснабжение в общей структуре энергетического баланса экономических районов, расположенных в вулканических областях, может играть заметную роль, а в некоторых случаях превалировать над другими источниками энергии.

В нашей стране наибольшие возможности использования природного теплоносителя в энергоснабжении народного хозяйства принадлежат Камчатке и Курильским островам. Поэтому не случайно проблема использования тепла Земли в вулканических областях рассматривалась на Всеобщем симпозиуме в г. Петропавловске-Камчатском (в сентябре 1976 г.), организованном Институтом вулканологии Дальневосточного научного центра АН СССР, Научным советом по геотермическим исследо-

ваниям АН СССР и подсекцией геотермальной энергетики Научного совета "Энергетика и электрификация" Госкомитета Совета Министров СССР по науке и технике.

Предлагаемый вниманию читателя сборник статей отражает доклады, заслушанные на симпозиуме. Впервые сделана попытка всестороннего рассмотрения проблемы использования геотермальных ресурсов с привлечением результатов работ специалистов физико-технического и экономического профиля. Ранее, как известно, обсуждались преимущественно ее геологические аспекты.

Кроме того, в ряде статей проанализированы геологические, технические и экономические предпосылки создания искусственных циркуляционных систем извлечения тепла, аккумулированного горными породами, в том числе магматическими очагами и гидротермальными системами, которые получили название подземных тепловых котлов. Теоретические расчеты и экспериментальные исследования, проведенные в основном Институтом технической теплофизики АН УССР, Ленинградским горным институтом и Энергетическим институтом им. Г.М. Кржижановского, показывают, что извлечение тепла "сухих" горных пород технически возможно и экономически целесообразно, хотя для реализации такого использования внутриземного тепла предстоит решить много технических и научных задач. Что же касается ресурсов тепла горных пород, то они огромны. Достаточно назвать магматический очаг Авачинского вулкана в Курило-Камчатском регионе, имеющий объем около 50 км^3 и заключающий ресурсы тепла, равные 19×10^{18} кал.

Проведение работ по созданию тепловых котлов сулит в будущем создание эффективных систем энергоснабжения большой мощности, сохраняющих ископаемое органическое топливо. Большие перспективы получения электрической и тепловой энергии за счет геотермального источника, очевидно, оправдают целенаправленные разработки научно-технических вопросов изучения, извлечения и использования геотермальной энергии.

Надеемся, что статьи сборника будут способствовать развитию исследований в этом направлении и будут с интересом встречены широким кругом гидрогеологов, вулканологов, горных теплофизиков и другими специалистами, занимающимися проблемами практического использования тепла Земли.

Редакторы благодарны Т.П. Кирсановой и Н.Г. Сугробовой, выполнившим большую работу по подготовке рукописей докладов к публикации.

I. ГЕОТЕРМИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОДЗЕМНОГО ТЕПЛА И ИХ ЭНЕРГOREСУРСЫ

Ю. Д. Дядькин, Е. А. Соловьева, Ю. М. Парицкий, А. Б. Вайнблат,
Э. И. Богуславский, Т. А. Тарабаринова, А. Г. Шустрова

Ленинградский Горный институт им. Г. В. Плеханова

ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ПЕТРОГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ

Понимая под геотермальными ресурсами тепловую энергию твердой, жидкой и газообразной фаз земной коры (табл. 1), учитывая генетическую принадлежность к недрам, энергетическую ценность и практически невозобновляемый характер этих ресурсов, тепло Земли можно рассматривать как своеобразное полезное ископаемое.

По целевому назначению извлечение из недр тепловой энергии принципиально не отличается от скважинного добычи минерального топлива. По отношению к нефти и газу, рассолам и растворам солей и металлов при геотехнологических методах добычи термин "ископаемое" так же установлен, как и для тепла Земли. Простой расчет показывает, что при охлаждении километровой толщи породного массива на 100°C восстановление нормального геотемпературного поля за счет глубинного теплового потока потребует около 200 тыс. лет. Это обстоятельство усиливает

Таблица 1

Характеристика геотермальных ресурсов

Тип ресурсов	Распространение	Преобладающий теплоноситель	Температура на глубине 3 км, °C	Локализация ресурсов (вид)
Гидрогеотермальные	Локальное	Пароводяная смесь	100–300	Трещинно-жильные месторождения
	Региональное	Термальные воды	70–150	Артезианские бассейны
Петрогеотермальные	Локальное	"Сухие" горные породы	300–400	Вулканические очаги
	Региональное		100–150	Районы повышенного геотермического градиента
	Глобальное		70–100	Области развитого осадочного чехла

аналогию между геотермальными ресурсами и невозобновляемыми запасами обычных полезных ископаемых. Наконец, подобно минеральному сырью, максимальные глубины и кондиции (минимальные температуры пород) при оценке геотермальных ресурсов являются относительными, временными и зависят от уровня развития техники их эффективного извлечения и использования.

Наиболее существенное отличие тепла Земли от других полезных ископаемых заключается в том, что тепловую энергию недр практически нельзя складировать и транспортировать на большие расстояния, она должна быть использована или преобразована в другие виды энергии в непосредственной близости от систем извлечения. Отмеченная особенность имеет принципиальное значение. Геотермические месторождения не есть "скопления" тепла, подобные определенной минерализации. Их нельзя просто "разведывать" и отождествлять, например, с зонами термоаномалий, где породы и флюиды с высокой температурой находятся сравнительно близко к поверхности. Такого рода месторождения представляют собой ограниченные в пространстве участки недр, тепловая энергия которых может быть эффективно извлечена и использована имеющимися или намечаемыми к строительству потребителями. В этом смысле острый дефицит и высокая стоимость других источников теплоэнергоснабжения могут иметь гораздо большее значение для экономики извлечения тепла Земли, чем геотермические условия того или иного района.

Повсеместный характер распространения петрогеотермальных ресурсов отнюдь не "снимает" вопросы количественной оценки представляющих практическую ценность запасов тепла горячих горных пород. Разрабатываемая в ЛГИ методика прогнозной оценки этих ресурсов предполагает ее осуществление по меньшей мере в три этапа.

1-й этап — районирование территории СССР по сравнительной эффективности освоения петрогеотермальных ресурсов. Эта работа имеет целью выделить регионы, в пределах которых сооружение циркуляционных систем с созданием подземных котлов известными способами оказывается экономически выгодным, в сравнении с альтернативными источниками теплоэнергоснабжения. Другой важной задачей является оценка общего энергетического потенциала недр перспективных районов в пределах глубин, обеспечивающих эффективность извлечения тепла горных пород.

В качестве основного показателя перспективности освоения петрогеотермальных ресурсов для любого района предлагается принять отношение приведенных затрат на получение 1 Гкал тепла от топливных котельных C_t' и от циркуляционных систем C_g' , подсчитанных для конкретных условий этого района.

Естественно, что затраты C_t' и C_g' должны быть определены в сопоставимых условиях, т.е. для одинаковой температуры теплоносителя и при равной производительности сравниваемых энергетических систем.

На этапе укрупненной оценки, по-видимому, можно ограничиться несколькими уровнями температуры теплоносителя, определяющей возможные сферы его использования, например:

• 50°C — теплоснабжение некоторых технологических процессов (оттайка мерзлых пород на приисках и др.), горячее водоснабжение, а при

использовании термотрансформаторов (например, АБХМ-2500) — панельное или обычное отопление зданий;

100°C — теплоснабжение городов, поселков и промышленных предприятий;

150°C — высокотемпературное технологическое теплоснабжение, выработка электроэнергии с использованием бинарных циклов;

200°C — выработка электроэнергии в турбоагрегатах с прямым пароводяным циклом, получение технологического пара.

Исследования ЛГИ, ИТТФ, а также работы американских, французских и японских ученых показывают, что при достаточно большом объеме подземного теплового котла (ПТК) температура фильтрационного потока на выходе из него t_K в течение длительного периода остается весьма близкой к естественной температуре разрушенных пород T_H , а потери тепла в циркуляционных скважинах через 0,5—1,5 г. становятся несущественными (Геотермические..., 1966; Дядькин и др., 1974; Дядькин и др., 1975; Использование..., 1975). Поэтому заглубление ПТК в породы с температурой, превышающей "кондиционный" уровень температуры теплоносителя, приводит к неоправданным затратам на бурение скважин и удорожанию извлекаемой энергии.

Опыт экономико-математического моделирования позволяет отнести к важнейшим факторам, определяющим приведенные затраты на 1 Гкал извлекаемого тепла C'_T , заданную температуру теплоносителя t_K , производительность системы Q , глубину заложения подземного котла H_t , районный коэффициент удорожания строительства φ , стоимость электроэнергии C'_3 и категорию пород по буримости ψ (Дядькин и др., 1975; Использование..., 1975).

При заданных уровнях t_K и Q для любой рассматриваемой территории можно выделить районы с различной глубиной залегания изотермы $T_H \approx t_K$ (рис. 1,а — сплошные линии) и подрайоны с разными значениями φ (штриховые линии). Для каждого из них необходимо определить приведенные затраты C'_T при оптимизации параметров циркуляционных систем на базе их экономико-математической модели при усреднении или дифференцировании их по значениям ψ (штрихпунктирные линии) и C'_3 (пунктирные линии).

В основу определения "районных" значений приведенных затрат на 1 Гкал тепла C'_T от топливных котельных (при тех же уровнях t_K и Q) можно положить замыкающие затраты на топливо (рис. 1,б).

Совмещая распределение уровней C'_T и C'_3 , по их отношению K_3 выделяются районы, перспективные для освоения петрогеотермальных ресурсов (рис. 1,в). Учитывая крупные экологические преимущества использования тепла Земли в сравнении с топливной энергетикой, для районов с $K_3 \approx 1$ сооружение циркуляционных систем также следует считать эффективным.

Очевидно, что $K_3 > 1$ означает определенный экономический запас в пользу геотермальных ресурсов. В районах с повышенным уровнем K_3 извлечение тепла с потенциалом t_K будет экономически эффективно и при удорожании циркуляционных систем за счет более глубокого заложения подземных котлов вплоть до глубины, которой соответствует предельное значение $K_3 = 1$ (рис. 1,г).

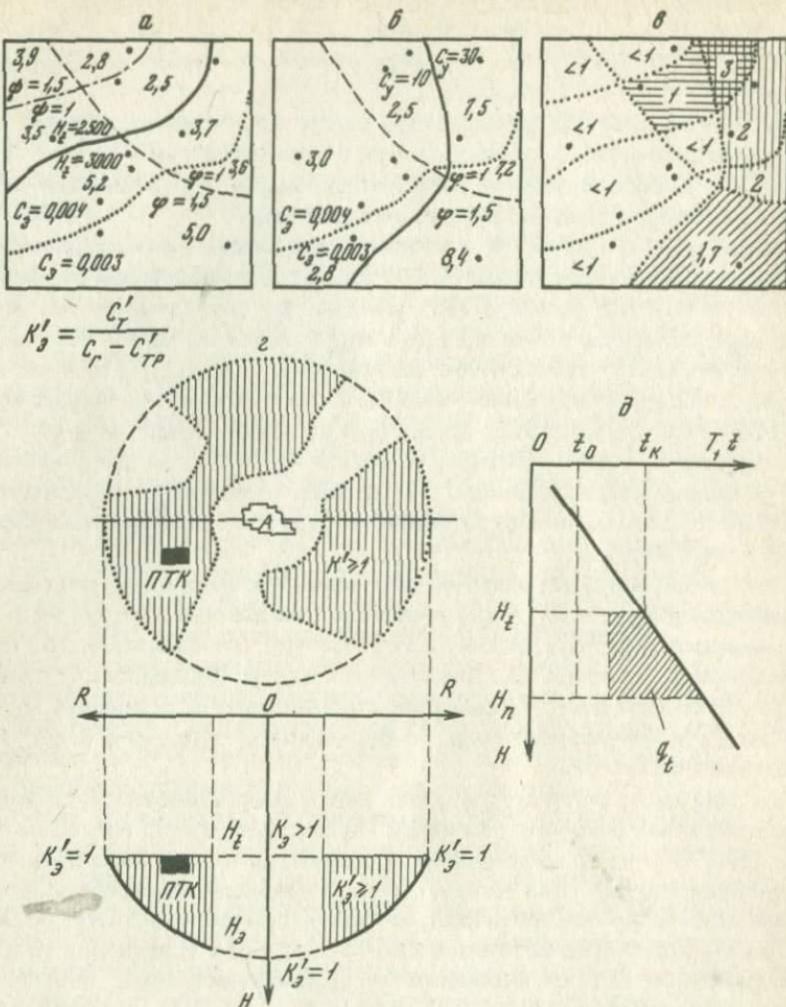


Рис. 1. К методике прогнозной оценки петрохимических ресурсов

$$a - C_2' = f(H_t, \varphi, \psi, C_3, \dots); \quad b - C_T' = f(C_Y', \varphi, C_3');$$

$$c - K_3' = \frac{C_T'}{C_T}; \quad d - K_3' = \frac{C_T'}{C_T + C_{TP}}$$

Перспективные для извлечения ресурсы тепловой энергии горячих пород определяются для суммарной площади всех районов страны с $K_3 \geq 1$ в пределах переменного интервала глубин от H_t до H_3 и с учетом повышения температуры породного массива на этом интервале. При этом следует иметь в виду, что за период работы циркуляционной системы породы в пределах ПТК охлаждаются от естественной их температуры в среднем до уровня, соответствующего полусумме начальной t_0 и конечной t_K температур теплоносителя. (рис. 1,д).

Естественно, что общая площадь перспективных районов страны и потенциально пригодные для экономически эффективного освоения петро-

геотермальные ресурсы должны быть определены применительно к каждому заданному уровню температуры извлекаемого теплоносителя t_K . При районировании территории по эффективности извлечения и использования тепла горячих пород для выработки электроэнергии ($t_K = 150-200^\circ\text{C}$) в дополнение к изложенной методике требуется осуществить сопоставление приведенных затрат C_T и C_r с вариантом электроснабжения возможных потребителей за счет строительства ЛЭП к крупным действующим или проектируемым энергосистемам. В результате могут быть выявлены районы и оценены петрогеотермальные ресурсы, перспективные для строительства ГеоТЭС ($K_3 \geq 1$ при учете затрат на ЛЭП к действующим энергосистемам) и перспективные для локального теплоэлектроснабжения.

2-й этап прогнозной оценки — определение балансовых запасов геотермических месторождений. Как уже отмечалось выше, тепловая энергия недр может представлять реальную ценность только на участках расположения соответствующих потребителей. В отдельных крупных районах с $K_3 \geq 1$ таких потребителей может не оказаться.

Оценивая балансовые запасы тепла пород для любого потребителя в пределах перспективного района, нужно учесть удорожание 1 Гкал извлекаемой энергии за счет строительства теплотрасс к циркуляционным системам C'_{tr} , уточнить значение C'_r для реальных условий альтернативного варианта теплознегоснабжения данного объекта (замыкающие затраты на топливо для всего региона на этом этапе уже не пригодны) и откорректировать уровень C'_r для действительно необходимых данному потребителю значений t_K и Q при возможно более достоверных исходных данных о геотермии участка.

Показателем сравнительной эффективности извлечения тепла пород $K_3 \geq 1$ в этом случае будет отношение уточненных значений C'_T и $C'_r + C'_{tr}$. Ускоренный рост C'_{tr} с удалением циркуляционных систем от потребителя позволит ограничить перспективную территорию некоторым контуром с $K'_3 = 1$, а неизбежный рост приведенных затрат C'_r с углублением ПТК ниже уровня заданной значением t_K изотермы обусловит предельную глубину их сооружения на данной территории ($K_3 = 1$).

Таким образом, в породном массиве будет выделено "месторождение", оконтуренное в пространстве положением заданной потребителем изотермы и границами экономической эффективности извлечения тепла пород ($K'_3 = 1$). При оценке балансовых запасов тепловой энергии такого месторождения нужно исключить из его общего объема участки породного массива, для которых сооружение циркуляционных систем "запрещено" условиями рельефа и застроенности поверхности, геологического характера (например, зоны крупных тектонических нарушений, горизонты легкорастворимых пород и т.п.) или экологическими требованиями (см. рис. 1,2). Подсчет запасов тепла пород также производится по условию их возможного охлаждения до уровня, близкого к полу сумме начальной и конечной температур теплоносителя в ПТК (см. рис. 1, д).

Общие балансовые запасы тепловой энергии недр для отдельных областей или территорий страны определяются как сумма этих запасов для каж-

дого из действующих или намечаемых к строительству в перспективных районах потребителей.

3-й этап геолого-экономической оценки — определение извлекаемых запасов тепловой энергии горных пород. Выполнение этого этапа, по-видимому, возможно лишь на стадии проектирования геотермических систем для конкретных потребителей. При этом должны быть учтены конструктивные и технологические параметры циркуляционных систем с выбранными для данных конкретных условий типами ПТК, реальные размеры зон охлаждения породного массива при извлечении его тепловой энергии, необходимое количество одновременно работающих подземных котлов, схемы их взаимного расположения, сроки службы и последовательность освоения балансовых запасов месторождения как по его площади, так и по его глубине.

Геолого-экономическая оценка петрогеотермических ресурсов СССР — весьма сложная и трудоемкая задача. Ее методика безусловно содержит еще много дискуссионных положений и нуждается в дальнейшем развитии и уточнении.

В данной работе приведены предварительные результаты лишь первого этапа этой работы — приближенной оценки петрогеотермальных ресурсов СССР, перспективных для освоения в системах коммунального и технологического теплоснабжения. При этом в качестве расчетной температуры теплоносителя принято $t_K = 100^\circ\text{C}$.

Экономико-математическое моделирование циркуляционных систем извлечения тепла горячих горных пород показывает (Дядькин и др., 1975; Использование..., 1975), что приведенные затраты на 1 Гкал быстро уменьшаются по мере роста расчетной производительности систем до 100—150 Гкал/ч и более. Поэтому с некоторым экономическим "запасом" в наших расчетах принята постоянная тепловая производительность сопоставляемых энергетических систем, равная $Q = 50$ Гкал/ч.

В основу районирования территории страны положена известная Геотермическая карта СССР (Геотермическая карта..., 1973), которая содержит комплексную характеристику теплового поля недр. Были использованы также обширные фоновые и литературные материалы (Геотермические..., 1966; Тепловой режим..., 1973) по геотермическим условиям различных районов страны.

В результате составлена схематическая карта распределения поверхности залегания изотермы 100°C на территории СССР в масштабе 1:1 000 000, уменьшенная до масштаба 1:25 000'000. Глубина залегания изотермы на карте-схеме показана изолиниями, проведенными через 0,5 км, ограничивающими зоны с примерно равными ее значениями. С учетом сравнительно невысокой достоверности имеющейся геотермической информации ошибка в определении этой глубины может составлять $\pm 0,5$ км, во избежание которой изолинии на схематической карте нанесены с соответствующим "запасом".

Таким образом, на территории страны выделены площади с глубиной залегания изотермы 100°C не более 1,5—2; 2—2,5; 2,5—3; 3—3,5; 3,5—4; 4—4,5; 4,5—5; 5—5,5; и 5,5—6 км, показанные на карте-схеме (рис. 2) разными видами штриховки. На остальной территории СССР породы

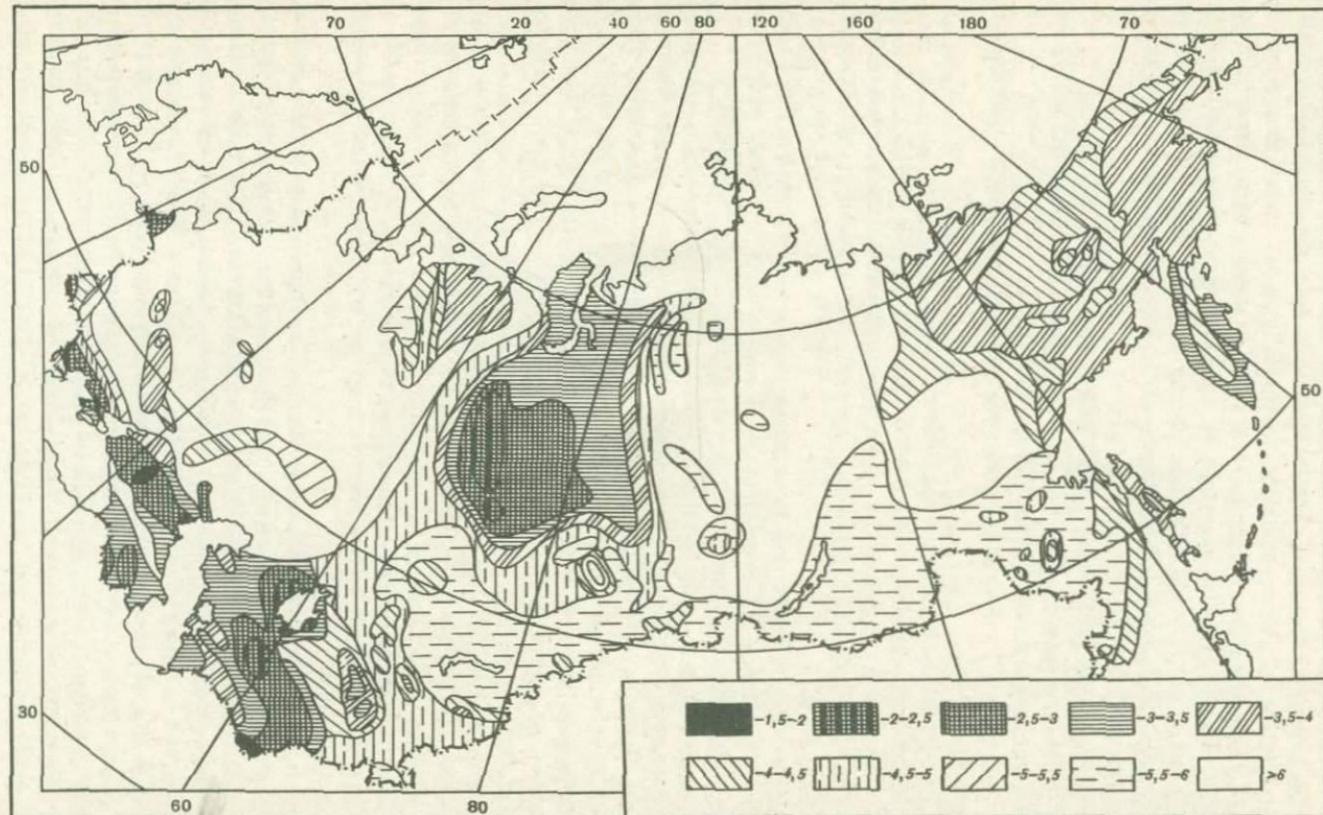


Рис. 2. Схематическая карта распределения поверхности запегания изотермы 100°C на территории СССР

с температурой 100°С залегают на глубине более 6 км, хотя, разумеется, при более детальном изучении геотермических условий и на этой площади могут быть обнаружены более благоприятные районы.

В основу выполненного экономического анализа положены разработанная в ЛГИ экономико-математическая модель циркуляционной системы с последовательным осуществлением ядерных взрывов в "батарее" скважин и алгоритм оптимизации ее параметров по критерию минимума целевой функции — приведенных затрат на извлечение 1 Гкал тепла — C'_t . Рабочая программа реализована на ЭЦВМ Минск-32 при следующих ограничениях:

- 1) температура теплоносителя на выходе из ПТК — 100°С;
- 2) начальная температура воды, нагнетаемой в скважины после охлаждения в промежуточном теплообменнике — 30°С;
- 3) тепловая производительность циркуляционной системы — 50 Гкал/ч;
- 4) срок службы системы — не менее 10 лет;
- 5) мощность ядерного заряда в каждой скважине — 10 кт;
- 6) учтенная в затратах на поверхностный комплекс длина внешней теплотрассы ограничена радиусом сейсмически опасного участка и принята равной 5 км.

Кроме того, в расчетной программе заложено условие выбора циркуляционных систем с минимальным количеством скважин при разнице значений приведенных затрат C'_t для их вариантов в пределах 10%.

В качестве варианта теплоснабжения, альтернативного циркуляционным системам извлечения тепловой энергии недр, как уже отмечалось, принят топливные котельные с такой же производительностью 50 Гкал/ч. Учитывая тенденцию сокращения расхода нефтепродуктов и газа для производства тепла, в качестве типовой принята котельная с тремя водогрейными котлами КВ-ТС-20 (резервная мощность 20%), работающими на энергетическом угле.

В соответствии с укрупненным характером региональной оценки приведенные затраты на 1 Гкал тепла C'_t определены по замыкающим затратам на угольное топливо с учетом собственных затрат по котельной, районного коэффициента удорожания строительства, коэффициента заработной платы и стоимости электроэнергии, изменяющихся по экономическим районам страны.

Следует заметить, что определение сравнительной выгодности использования тепловой энергии недр с использованием замыкающих затрат на топливо правомерно лишь для укрупненной оценки. При определении эффективности циркуляционных систем для определенных объектов необходимо в каждом случае учитывать конкретные условия и экономику всех возможных источников их теплоснабжения.

Оценка эффективности широкого освоения петроГеотермальных ресурсов для целей теплоснабжения выполнена по отношению приведенных затрат на получение 1 Гкал тепла от топливных котельных и от циркуляционных систем извлечения энергии недр для всей территории страны.

Районы, в которых извлечение тепловой энергии недр для систем тех-

Таблица 2

Площадь районов эффективного освоения и энергетический потенциал петротермальных ресурсов СССР

Район	Коэффициент эффективности K_3	Общая площадь S , тыс. км 2	Перспективные геотермальные ресурсы, 10 18 ккал	Тепловой эквивалент топлива, млрд. т. у. т.
Центр Ставропольского края	Более 4	4	0,46	66
Западная Украина, Молдавия, Крым, Западный Казахстан (Приаралье), Юг Туркмении	От 3 до 4	67	4,88	696
Калининградская область, Черниговская область, Молдавия, Херсонская область, Краснодарский край, Ставропольский край, Западный Казахстан (Приаралье), Туркмения (Кара-Кумы), Нижнее Поволжье, Омская область, Армения, Камчатка, Чукотка	От 2 до 3	1050	95,18	13596
Северо-Запад, Черниговская область, Ростовская область, Крым, Закарпатье, Нижнее Поволжье, Западный Казахстан, Туркмения, Узбекистан, Южный Казахстан, Тюменская, Омская, Новосибирская, Томская области, Чукотка, Центральный район Магаданской области, Камчатка, Северный Урал, Грозненская и Махачкалинская площади, Грузия, Азербайджан	От 1 до 2	1990	54,35	7765
Северо-Запад, Восточная Украина, Западная Украина, Узбекистан, Тюменская область, Томская область, Северо-Восточный Казахстан, Красноярский край, Сахалин	Около 1	1267	14,49	2070
Итого		4378	169,36	24193

нологического или коммунального теплоснабжения оказалось по расчетам более чем в 4 раза выгоднее сжигания топлива для этих целей, занимают площадь более 13 тыс. км 2 , а общая площадь перспективных районов с $K_3 \geq 1$ составила около 4,4 млн. км 2 , т.е. около пятой части всей территории страны (табл. 2).

Потенциальные ресурсы тепла Земли, извлечение которых было бы экономически эффективным при наличии соответствующих потребителей теплоносителя с температурой $t_K \approx 100^\circ\text{C}$, определены как полусуммы начальной (30°C) и конечной (100°C) температур нагреваемого фильтрационного потока, т.е. до 65°C . Таким образом, для каждого перспективного района с площадью S с температурой пород на глубине H_3 , предельной по условию эффективности извлечения их тепловой энергии ($K_3 = 1$),

при глубине залегания стоградусной изотермы H_t перспективный ресурс тепла подсчитан по очевидному выражению

$$\Sigma Q = S(H_3 - H_t) C_V [0,5(T_3 + t_K) - 0,5(t_0 + t_K)] = \\ = 0,5 S C_V (H_3 - H_t) (T_3 - t_0), \text{ ккал} ,$$

где $C_V = 625 \text{ ккал}/\text{м}^3 \cdot \text{град}$ — средняя объемная теплоемкость горных пород.

Общий энергетический потенциал эффективно извлекаемых петротермальных ресурсов перспективных районов СССР (табл. 2) составил примерно $1,7 \cdot 10^{20}$ ккал, что соответствует теплотворной способности 24 триллиона тонн условного топлива, т.е. сопоставимо с прогнозными запасами топлива на территории страны.

В выделенных обширных районах экономически эффективного освоения петротермальных ресурсов находятся сотни городов, поселков, промышленных предприятий и других объектов, нуждающихся в теплоносителе стоградусного потенциала.

Предварительные результаты оценки эффективности освоения петротермальных ресурсов были рассмотрены и одобрены плановыми органами Азербайджанской, Армянской, Грузинской, Казахской, Литовской, Молдавской и Туркменской союзных республик, Ставропольского, Краснодарского краев, Львовской, Херсонской и других областей Украины.

Разумеется, предложенная методика оценки ресурсов тепловой энергии недр требует широкого обсуждения среди специалистов, дальнейшей углубленной разработки и уточнения. Вполне вероятно, что при выборе более рациональных способов создания подземных тепловых котлов, уточнении методов их расчета и экономико-математической модели циркуляционных систем, оценки эффективности таких систем для получения теплоносителя низкого потенциала с его повышением в термотрансформаторах, а также перегретой воды или пара, пригодных для выработки электроэнергии, можно будет существенно откорректировать полученную величину выгодных для освоения ресурсов тепловой энергии недр перспективных районов СССР.

Однако сопоставимость пригодных для эффективного извлечения ресурсов тепла недр с прогнозными запасами топлива совсем не означает равнозначности этих энергетических ресурсов. Балансовые запасы тепловой энергии горячих пород на участках, "привязанных" к рассредоточенным по территории районам потребителей, составляют лишь небольшую долю перспективных петротермальных ресурсов, а наиболее энергоемкие районы Европейской части СССР по предварительной оценке остаются вне сферы эффективного извлечения тепла недр.

Несмотря на предварительный характер полученных результатов, они дают основание прогнозировать значительную роль петротермальных ресурсов в перспективном топливно-энергетическом балансе многих районов и показывают, что освоение этих ресурсов должно рассматриваться как проблема большого народнохозяйственного значения.

Л и т е р а т у р а

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

Е. А. Вакин, Ф. Ш. Кутыев

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ГЛУБИНЫ ГЕНЕРАЦИИ ФЛЮИДНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ

Современные высокотемпературные гидротермальные системы¹ как геологическое явление наблюдаются во всем мире в областях современного или четвертичного вулканизма. Низкотемпературные термы встречаются также в молодых орогенных областях. Гидротермальные системы интенсивно изучаются, и к настоящему времени накоплена большая сумма знаний, которая позволяет выяснить строение верхних горизонтов систем, но оставляет в тени связи гидротерм с глубинными процессами. Авторы данной статьи, предлагая использовать аналоги в составе газов микроподключений базит-гипербазитовых ксенолитов и газовом составе гидротерм как индикатор $P-T$ -условий зарождения флюидов, дающих начало гидротермальной деятельности, надеются в какой-то мере способствовать решению этой проблемы.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Для областей современного и молодого вулканизма по содержанию основных газов (CO_2 , N_2 , H_2S , H_2)¹ в числе других типов выделяются во-

¹ Мы рассматриваем здесь закономерности распределения в термах только этих газов.

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

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

Современная вулканическая деятельность локализована в сложной системе рифтов неовулканической зоны (O_3-Q_4). Для вулканизма Исландии наиболее характерны трещинные извержения, образующие обширные покровы, но имеются и довольно крупные центральные вулканы нескольких типов, и сложные вулканические массивы с длительной историей развития (Торфай кудль, Хенгидл, Крабла).

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

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

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

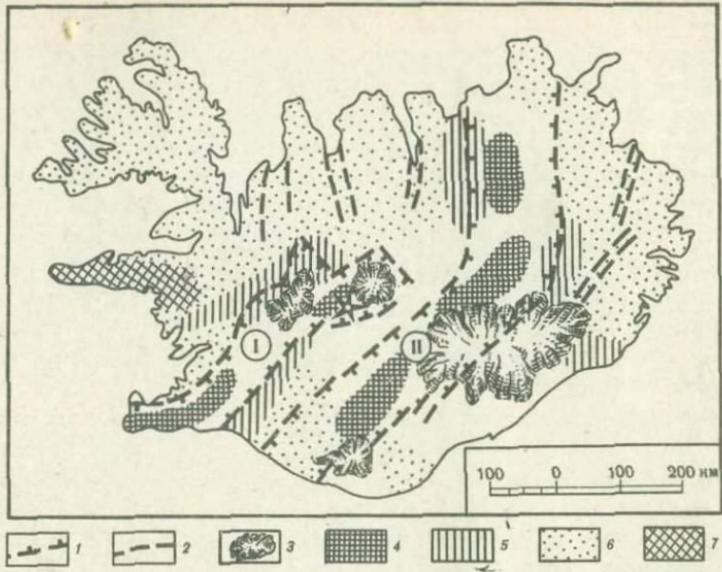


Рис. 1. Схема газовой зональности гидротерм Исландии

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

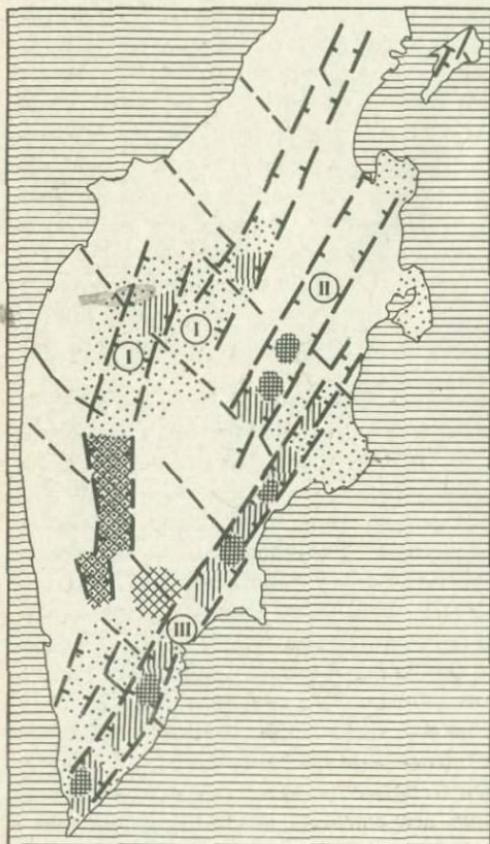


Рис. 2. Схема газовой зональности гидротерм Камчатки

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

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

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

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

Водородные термы. Доля водорода в газах этих терм достигает 60% объема, но чаще близка 10%. Остальную часть составляют CO_2 , H_2S , N_2 . Отличительной особенностью водородных терм являются максимальная по сравнению с другими горячими водами температура и наибольшая мощность гидротермальных систем. На дневной поверхности эти системы проявляются в виде обширных участков термально измененных пород (переработанных парогазовыми дериватами терм), прогретых парящих площадок, парогазовых струй, кипящих источников и гейзеров. Скважины вскрывают перегретую воду в трещинных или пластово-трещинных коллекторах. Бассейны таких вод заключены в депрессиях вулкано-текtonического происхождения — кальдерах и грабенах. Этот тип горячих вод получил широкое распространение только в неовулканической зоне Исландии. Однако термы встречены также на Американском континенте. Это некоторые воды гейзеров Сонома Калифорнии (13% H_2) (Эллис, 1970) и термальных полей Сальвадора (Ахаучапэн, до 40% H_2) (Sigvaldasson, Guellar, 1970), приуроченных к переходной зоне материк—океан.

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

Азотно-углекислые (углекисло-азотные) термы. Горячие воды этого типа наиболее характерны для высокотемпературных гидротермальных систем районов современного (четвертичного) вулканизма во всем мире. Кроме CO_2 и N_2 , в составе газов этих терм обычно присутствуют H_2 и

CH_4 в количестве первых процентов. В Исландии такие термы "окаймляют" области распространения водородных терм, проявляясь в периферийных частях неовулканической зоны и прилегающих районах плейстоценового вулканизма.

Между $\text{CO}_2 - \text{N}_2$ и H_2 -термами нет резкой границы — они связаны постепенным переходом. Гидротермальные системы $\text{CO}_2 - \text{N}_2$ -терм отличаются от систем H_2 -терм меньшими размерами, возможно, большим возрастом и несколько меньшими температурами вод в недрах. К $\text{CO}_2 - \text{N}_2$ -термам принадлежат классические гейзеры Исландии, Камчатские, Американские и Новозеландские гейзеры. На Камчатке крупные гидротермальные системы азотно-углекислых вод — Кошелевская, Паужетская, Ходуткинская, Мутновская, Узон-Гейзерная — расположены в терминальных частях долгоживущих вулкано-магматических центров (рис. 2, III). Термы этого типа во многих случаях наблюдаются в парагенетической ассоциации с проявлениями кислого вулканизма: экструзиями, малыми интрузивными телами, игнимбритами. Бассейны азотно-углекислых вод заключены в вулкано-тектонических депрессиях, кальдерах, грабенах.

Азотные термы. Воды этого типа отличаются весьма постоянным газовым составом (98% N_2) и очень низким газосодержанием. Их температуры меньше температуры вскипания, что объясняет спокойный режим разгрузки и относительно низкие дебиты источников. Азотные термы широко распространены в областях молодого горообразования с блоковой тектоникой. Это могут быть и древние кристаллические массивы, и складчатые области, и области молодого орогенеза (Барабанов, Дислер, 1969). Месторождения азотных вод имеют характер трещинно-жильных водоносных систем.

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

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

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

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

В вулканических районах Исландии и Камчатки CO_2 -термы не занимают какого-либо определенного положения среди остальных газохимических зон. В Исландии они отмечены только на п-ове Снейфельснесс (Лизухольд и др.), на Камчатке — в Налачевской котловине. При разведке этих месторождений скважины вскрыли на глубине 200–300 м соответственно риолиты и гранодиориты.

На Камчатке геотермальные районы и вулканические центры размещены в зонах одних и тех же глубинных разломов (см. рис. 1, I, II; рис. 2, I, II, III). Можно полагать (Кутыев, Кутыева, 1975; Кутыев, 1976), что эти зоны являются и зонами дренирования глубинных газов, при подъеме к дневной поверхности смешиваются с метаморфогенными газами, обогащаясь главным образом CO_2 и парами воды.

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

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

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

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

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

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

Мигрируя через породы верхней мантии и нижней коры, флюиды оставляют в них следы в виде микропключений, чему способствуют перекристаллизация пород или их частичное плавление. Проанализировав газы микропключений, можно получить соответственно представление о составе фильтрующегося флюида и его эволюции с глубиной. Для мантийных ксенолитов в составе газов доминирует водород (более 70%) с примесью азота и редких газов, в то время как в нижнекоровых ксенолитах главная часть газов представлена азотом, который составляет 80–99% общего объема летучих, остальная часть — CO_2 , HCl , H_2S и редкие газы. Таким образом, для двух уровней литосферы — нижней коры и верхней мантии — характерны соответственно азотная и водородная газовые среды. Для пород верхней коры газы представлены CO_2 , O_2 и меньше H_2S .

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

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

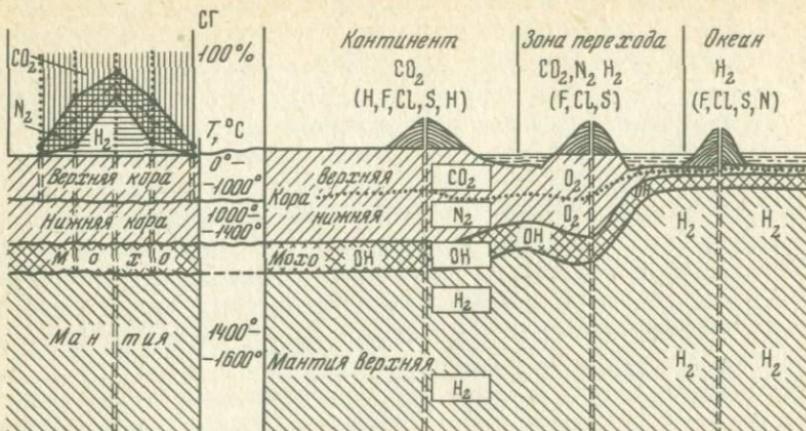


Рис. 3. Схема газовой зональности глубинных уровней литосферы различных геоструктурных зон (левая часть схемы иллюстрирует степень проницаемости флюида вкрест зоны глубинного разлома и соотношение газовой составляющей в термах)

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

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

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

Поскольку глубинные разломы уходят своими корнями в мантию (Белоусов, 1975), поднимающиеся по ним интрапеллурические потоки вещества, находящегося в атомарном состоянии (Кузнецов, Изох, 1969), имеют, по-видимому, существенно водородный состав и, следовательно, обладают в несколько раз большей теплоемкостью, чем надkritический водный флюид¹. Они создают в верхней мантии — нижней коре тепловые аномалии, чему способствуют экзотермические реакции типа синтеза воды. Наиболее глубинным уровнем существования гидроксильной воды можно считать границу Мохо, вблизи которой впервые появляются гидроксилсодержащие породы (флогопитовые эклогиты, лампроболиты).

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

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

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

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

Л и т е р а т у р а

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

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

В. М. Сурбов

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ КАМЧАТКИ, КЛАССИФИКАЦИЯ И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА

Камчатка, как и другие области современного вулканизма, характеризуется напряженным тепловым режимом, что выражается в активной вулканической и гидротермальной деятельности и повышенном кондуктивном тепловом потоке. В субповерхностных условиях здесь проявляются соответственно все возможные формы тепловой энергии в виде извержений вулканов, формирования магматических очагов, циркуляции и разгрузки термальных вод и пара, кондуктивного теплового потока.

Геотермальные ресурсы, очевидно, представляют собой тепло, заключенное в недрах и содержащееся в горных породах и термальных водах, нагретых кондуктивным тепловым потоком, в породах промежуточных магматических очагов, в породах, термальных водах и паре термоаномалий гидротермальных конвективных систем.

Количественно геотермальные ресурсы выражаются по аналогии с ресурсами полезных ископаемых запасами тепла, содержащимися в массе горных пород или термальных вод конкретных участков геологических структур, которые разделяются на естественные или геологические и эксплуатационные запасы.

Сейчас практически используются только термальные воды и пар и в связи с этим производится оценка их эксплуатационных запасов. Тепло, содержащееся в повсеместно распространенных горных породах, в том числе "сухих", а также тепло пород магматических очагов правильнее отнести к геотермальным ресурсам, так как в настоящее время речь может идти только об оценке естественных запасов тепла.

Предлагается следующая схема классификации геотермальных ресурсов Камчатки (вулканических областей).

Геотермальные ресурсы — это все естественные запасы тепла, содержащиеся в породах и водах недр Камчатки с температурой выше 30°C до глубины 10 км, практически доступные извлечению (глубина 10 км дает разумную на сегодняшний день предельную границу извлечения тепла Земли).

I. Геотермальные ресурсы, связанные с извлечением тепла, аккумулированного горными породами (запасенное тепло) :

- 1) естественные ресурсы тепла, аккумулированного горными породами под воздействием регионального теплового потока;
- 2) естественные ресурсы тепла пород гидротермальных систем;
- 3) естественные ресурсы тепла пород промежуточных магматических очагов.

II. Геотермальные ресурсы термальных вод и пара отдельных гидрологических структур:

- 1) естественные и эксплуатационные запасы термальных вод и пара гидротермальных систем;

2) естественные и эксплуатационные запасы термальных вод гидрологических структур, формирующиеся за счет кондуктивного теплового потока.

Естественные запасы тепла, содержащиеся в 10-километровом слое горных пород, Д. Уайт и Д. Уильямс (Assessment..., 1975) выделяют как базовые или исходные ресурсы, которые включают, в сущности, прочие категории ресурсов.

Методика подсчета запасов тепла горных пород проста и сводится к оценке температур на выбранных интервалах глубин, изучению или подбору значения теплоемкости и определению объема пород в том или ином регионе. В связи со слабой изученностью теплового режима недр Камчатки, представляется целесообразным на первых порах, сделать приближенную оценку запасов тепла по двум интервалам глубин: от 0 до 5 км и от 5 до 10 км. Поскольку прямых измерений температуры на указанных глубинах не имеется, температуру можно определить по величине теплового потока.

Расчет температуры производился по известному уравнению для стационарного поля (одномерная модель):

$$T = T_0 (q - 0,5 A_0 \Delta Z) \Delta Z / K,$$

где T_0 и T — температура на кровле и подошве слоя; ΔZ — мощность слоя; A_0 — генерация радиогенного тепла; K — теплопроводность слоя; q — тепловой поток через кровлю.

Генерация радиогенного тепла оценена по данным определений урана, тория и калия в равновозрастных породах Камчатки (Леонова, Удальцова, 1970; Дучков и др., 1972). Величина ее оказалась низкой в соответствии с относительно малыми концентрациями радиоактивных элементов. Для расчета температуры нами принята величина генерации тепла равная $2 \cdot 10^{-13}$ кал/см³ в предположении ее постоянства в выбранных интервалах глубин.

Теплопроводность изменяется, естественно, для различного типа пород. Для приближенных расчетов взята теплопроводность, характеризующая изверженные горные породы от основного до среднего состава, метаморфизованные вулканогенные породы, кристаллические сланцы и др., которые слагают "гранитный" слой земной коры. Средняя теплопроводность слоя — $6 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град. Исключение сделано для первого 5-километрового слоя Западной Камчатки и 10-километрового слоя Восточной Камчатки, сложенных туфогенно-осадочными породами со средней теплопроводностью $5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град.

Современные данные по тепловому потоку (Смирнов и др., 1974) позволили выделить лишь четыре зоны, соответствующие основным тектоническим зонам Камчатки (рисунок). Западная Камчатка, являющаяся частью мезозойской Камчатско-Корякской геосинклинальной зоны, охарактеризована четырьмя значениями фонового теплового потока при средней величине $1,3 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$. Рассчитанная по приведенной выше формуле температура в недрах на глубинах 5 и 10 км достигает соответственно 125 и 200°C .

В Центрально-Камчатском вулканическом поясе фоновый тепловой

поток определен по девяти измерениям в пределах Начикинской складчато-глыбовой зоны и составляет в среднем $1,5 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$. Эта величина распространена нами на всю площадь пояса из-за отсутствия других достоверных измерений. Рассчитанная температура на глубине 5 и 10 км достигает соответственно 120 и 235°C . Наиболее высокие значения фонового теплового потока получены для срединного массива Центральной Камчатки, тепловое поле которого можно считать стационарным. Нестационарный источник тепла прекратил свое действие где-то в плеистоцене. Естественно, здесь по расчету получаются и самые высокие температуры (на глубинах 5 и 10 км соответственно 180 и 350°C).

В Восточной Камчатке, которая представляет собой в тектоническом отношении кайнозойскую геосинклиналь с вулканическим поясом, наложившимся на нее в плеистоцене, зафиксированы минимальные значения фонового теплового потока, изменяющегося от $0,8$ до $1,2 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$. Зону характеризует среднее его значение, равное $1,0 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$. Пониженные значения связаны с нестационарностью теплового потока, поэтому рассчитанные температуры по уравнению для стационарного поля дают явно заниженные оценки. На глубине 5 и 10 км они равны соответственно 95 и 180°C .

Данные подсчета естественных ресурсов тепла, аккумулированного горными породами в региональном тепловом поле, приведены в табл. 1. Ресурсы тепла первого километрового слоя не учтены, так как температура на его подошве достигает в обычных условиях 30°C . Значение теплоемкости горных пород соответствует общепринятому для наших условий и равно $0,6 \text{ кал}/\text{см}^3 \cdot \text{град}$. Общая величина ресурсов тепла, показанная в табл. 1, составляет $12,4 \cdot 10^{22} \text{ кал}$.

Естественные ресурсы тепла, аккумулированного городами гидротермальных конвективных систем, подсчитываются в целом так же, как и предыдущая категория ресурсов. Отличие состоит в том, что средняя

Схема распределения зон теплового потока, гидротермальных систем и магматических очагов на Камчатке

1 — Гидротермальные системы (цифра указывает номер в табл. 1) : а — низкотемпературные, температура на глубине 1 км 100°C и менее, температура поверхности проявлений менее 100°C ; б — высокотемпературные, температура на глубине 1 км 150°C и более, на поверхности обычно кипящие источники, насыщенный или перегретый пар; 2 — гидротермальные районы: А — Паужетский, Б — Мутновский; В — Паратунский; Г — Семячикский; Д — Киреунский; 3 — вулканы и кальдеры (предположительно с неглубокими магматическими очагами — глубина кровли до 7–8 км) : 1 — Кошевелевский; 2 — Камбальный; 3 — Диккий Гребень; 4 — Ильинский; 5 — Желтовский; 6 — кальдера Ксудач; 7 — Ходуткинский; 8 — Горелый; 9 — Авачинский; 10 — Дзэндзур; 11 — Купол; 12 — Опала; 13 — кальдера вулкана Карымского; 14 — Малый Семячик; 15 — Тауншиц; 16 — Кихпиниц; 17 — Большой Семячик; 18 — Крашенинникова; 19 — Хангар; 20 — Кизимен; 21 — вулканический рифт Толбачика; 22 — Безымянный; 23 — Шивелуч; 4 — зона теплового потока: I — Западная Камчатка (Корякско-Камчатская мезозойская геосинклинальная зона), средний тепловой поток — $1,3 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$; II — Центрально-Камчатский вулканический пояс, средний тепловой поток — $1,5 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$; III — Центральная Камчатка (срединный массив), средний тепловой поток — $2,2 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$; IV — Восточно-Камчатская геосинклинальная зона, средний тепловой поток — $1,0 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$.

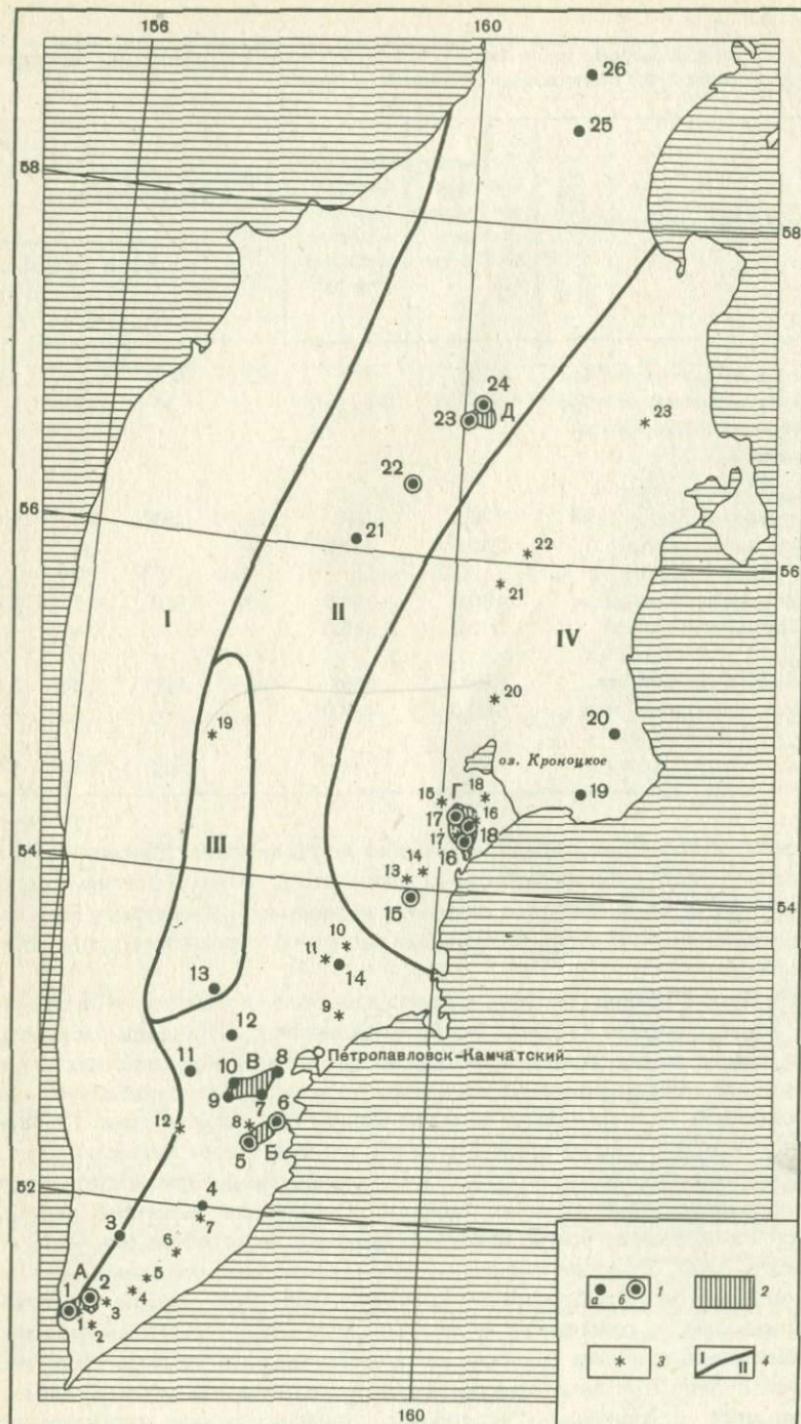


Таблица 1

Естественные ресурсы тепла Камчатки, аккумулированного горными породами под воздействием регионального теплового потока

Зона теплового потока	Рассчитанная температура на глубине 5 и 10 км, °C	Средняя температура в 4-х и 10-километровом слое, °C	Площадь зоны, тыс. км ²	Ресурсы тепла, аккумулированного горными породами, 10 ²² кал		
				В слое 1—5 км	В слое 5—10 км	В слое 1—10 км
I Западная Камчатка (Корякско-Камчатская мезозойская геосинклинальная зона)	125,0 200,0	77,5 162,5	67,0	0,76	2,66	3,42
$q_{cp} = 1,3 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$						
II Центрально-Камчатский вулканический пояс	120,0 235,0	75,0 177,0	100,0	1,08	4,41	5,49
$q_{cp} = 1,5 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$						
III Центральная Камчатка (Срединный массив)	180,0 350,0	105,0 265,0	9,9	0,18	0,70	0,88
$q_{cp} = 2,2 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$						
IV Восточно-Камчатская геосинклинальная зона	95,0 180,0	62,5 137,0	65,0	0,51	2,10	2,61
$q_{cp} = 1,0 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$						
Итого	—	—	—	2,53	9,87	12,40

температура в недрах определяется обычно по фактическим измерениям и экстраполяции субповерхностных температур, по химическому составу источников и по аналогии с детально изученными объектами. При подсчете ресурсов тепла гидротермальных систем мы исходили из следующих положений.

За нижнюю границу нагретых пород для всех систем принималась глубина 3 км (базовая глубина по Г. Бодварссону). Площадь распространения нагретых пород определялась по развитию поверхностных термопроявлений для исследованных систем и по аналогии для слабоизученных. Теплоемкость горных пород принята равной 0,6 кал/см³·град. Содержание тепла подсчитано из предположения полного съема тепловой энергии при снижении температуры до 30°C. Основные данные для расчета и величина ресурсов приведены в табл. 2. Суммарная величина ресурсов 2,3·10¹⁹ кал, скорее всего, занижена. Дело в том, что большая часть названных в табл. 2 систем изучена на основе геологической съемки без проведения бурения. Приближенная оценка их ресурсов дана по аналогии с разбуренными, к сожалению не самыми мощными, системами Камчатки. Для Камчатки в целом ресурсы тепла этого вида могут быть увеличены, так как в табл. 2 учтены только изученные системы или системы, характеризующиеся относительно мощными поверхностными термопроявлениями.

Таблица 2

Естественные ресурсы тепла, аккумулированного горными породами гидротермальных систем Камчатки

Номер по схеме	Гидротермальная система	Прогнозная средняя температура, °С	Глубина залегания слоя нагретых пород, км	Площадь распространения, км ²	Мощность, кВт	Объем, км ³	Тепловая энергия, аккумулированная горными породами, 10 ¹⁸ кал	Примечание
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Кошевелевская	250	0,5	5,0	2,5	12,5	1,650	На поверхности перегретый пар с температурой 155 °С. Максимальная температура в скважинах 253 °С на глубине 1200 м
2	Паужетская	220	0,5	5,0	2,5	12,5	1,50	На поверхности кипящие источники, насыщенный пар. Максимальная температура в скважинах 218 °С
3	Голыгинская	100	1,0	2,0	2,0	4,0	0,20	На поверхности источники с температурой 74 °С
4	Ходуткинская	200	1,0	3,0	2,0	6,0	0,65	То же, 88 °С
5	Северо-Мутновская	250	0,5	5,0	2,5	12,5	1,65	На поверхности насыщенный и слегка перегретый пар
6	Жировская	200	1,0	3,0	2,0	6,0	0,65	На поверхности кипящие источники
7	Верхнепаратунская	100	1,0	3,0	2,0	6,0	0,29	На поверхности источники с температурой 70–79 °С. Максимальная температура в скважинах 106 °С
8	Паратунская	100	1,0	4,0	2,0	8,0	0,38	На поверхности источники с температурой 81,5 °С. Максимальная температура в скважинах 106 °С
9	Карымчинская	200	1,0	3,0	2,0	6,0	0,65	На поверхности источники с температурой 70,5–95 °С.
10	Большебанная	200	1,0	5,0	2,0	10,0	1,08	На поверхности кипящие источники, максимальная температура в скважинах 171 °С

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
11	Апачин-ская	100	1,0	1,0	2,0	2,0	0,10	На поверхности ис-точники с температу-рой 71°C. Темпера-тура в скважине 73°C на глубине 487 м
12	Начикин-ская	100	1,0	1,0	2,0	2,0	0,10	На поверхности ис-точники с температу-рой 30,5°C
13	Малкин-ская	100	1,0	2,0	2,0	4,0	0,20	На поверхности ис-точники с температу-рой 82°C. Температу-ра в скважинах 85°C
14	Налачев-ская	100	1,0	3,0	2,0	6,0	0,29	На поверхности ис-точники с температу-рой 38–75°C. Макси-мальная температура в скважинах 75°C
15	Академии наук	220	1,0	2,0	2,0	4,0	0,48	На поверхности кипя-щие источники
16	Семячик-ская	250	0,5	5,0	2,5	12,5	1,65	На поверхности на-сыщенный и перегре-тый пар, температу-ра 97–140°C; тер-ритория Кроноцко-го государствен-ного заповедни-ка
17	Кальдера Узон	250	0,5	12,0	2,5	30,0	4,0	На поверхности ки-пящие источники, на-сыщенный пар; тер-ритория Кроноцкого государственного за-поведника
18	Долина Гейзеров	250	0,5	10,0	2,5	25,0	3,3	На поверхности ки-пящие источники, гей-зеры, перегретый пар с температурой 110°C; территория Кроноцкого государст-венного заповедни-ка
19	Тюшев-ская	100	1,0	2,0	2,0	4,0	0,20	На поверхности ис-точники с температу-рой 64°C
20	Чажмин-ская	100	1,0	2,0	2,0	4,0	0,20	То же, 55–72°C
21	Эссовская	100	1,0	3,0	2,0	6,0	0,29	" 55°C
22	Арапель-ская	200	1,0	2,0	2,0	4,0	0,38	Температура в сква-жинах 77°C
23	Киреун-ская	200	0,5	5,0	2,5	12,5	1,35	На поверхности ки-пящие источники

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
24	Двухюр- точная	200	1,0	3,0	2,0	6,0	0,65	То же
25	Русаков- ская	100	1,0	3,0	2,0	6,0	0,29	На поверхности ис- точники с температу- рой 80°C
26	Паланская	100	1,0	2,0	2,0	4,0	0,20	То же, 95°C
	Итого						22,4	

Оценка естественных ресурсов тепла магматических очагов дана весьма приближенно и основана преимущественно на геологических исследованиях действующих вулканов и молодых кальдер. Из показанных на рисунке магматических очагов, залегающих на глубине до 10 км (а именно такие объекты интересуют нас с точки зрения возможного извлечения тепловой энергии), детально геофизическими методами изучен лишь промежуточный очаг Авачинского вулкана, что позволило поставить вопрос об извлечении тепла и дать прогнозную оценку ресурсов тепла (Аверьев и др., 1966; Fedotov et al., 1975).

Несмотря на весьма слабую изученность глубинного строения вулканов и кальдер, не позволяющую более определенно судить о наличии магматических камер, о глубине их залегания, размерах, а в некоторых случаях и вероятных температурах, нам представляется правильным оценить уже сейчас приближенно тепловую энергию очагов, учитывая их огромный потенциал. Например, Д. ПЭК (Assessment..., 1975), основываясь на геологических и геофизических данных, оценивает тепловую энергию расплавленных магматических тел кислого состава (17 тел), промежуточного состава (24 тела) и одного базальтового тела на территории США величиной $2,5 \cdot 10^{22}$ кал. Хотя здесь же он высказывает сомнение в возможности извлечения этих ресурсов сейчас и вообще.

Чтобы представить приблизительно масштаб этих ресурсов на п-ове Камчатка, мы выбрали действующие вулканы с кислым или промежуточным составом лав, а также молодые четвертичные кальдеры Камчатки. Существование магматических очагов различных размеров под последними на различных глубинах показывают в своей работе М.И. Зубин и др. (1971) на основании анализа аномальной силы тяжести в редукции Буге. Авторы статьи оценивают в 5–6 км глубину верхней границы аномалеобразующих объектов для кальдер Карымского вулкана, Большого Семячика, для Паужетской аномалии. Площадь аномалий различна, а в некоторых случаях (Узонская аномалия) достигает 50×40 км. Для приближенных расчетов нами взяты для предполагаемых очагов площадь 10 км^2 и мощность 2 км, за исключением достаточно изученного очага Авачинского вулкана, объем которого достигает 50 км^3 . Средняя температура в очагах принималась равной 600°C , а выделение тепла при снижении температуры до 300°C равным $0,387 \cdot 10^{18}$ кал/ км^3 . Тогда ресурсы тепла 21-го выделенного очага (кислого и промежуточного состава)

составляют $21 \times 20 \times 0,387 = 162,5 \cdot 10^8$ кал. К этой величине следует прибавить ресурсы тепла Авачинского вулкана $19,3 \cdot 10^8$ кал и предположительно выделенный дайковый комплекс вулканического рифта вулкана Толбачик с объемом 30 км³, что составит $11,6 \cdot 10^8$ кал. Суммируя и округляя, получаем минимальную, на наш взгляд, величину ресурсов тепла магматических очагов Камчатки – $200 \cdot 10^8$ кал.

Естественные запасы высокотемпературных гидротермальных систем Камчатки подсчитаны на основе определения тепловой мощности, которая оценивается по сумме выноса тепла различными формами поверхностной гидротермальной активности. Прогнозная оценка запасов термальных вод и пара дается с учетом коэффициента увеличения мощности, равного трем, который определен на основе сопоставления эксплуатационных запасов и тепловой мощности естественной разгрузки для хорошо изученной Паужетской гидротермальной системы (Сугробов, 1976). Прогнозные запасы систем, подсчитанные таким образом, по нашему мнению, отвечают реальным минимальным эксплуатационным запасам геотермальных месторождений и составляют величину $0,98 \cdot 10^9$ кал/с. Прогнозная величина запасов термальных вод низкотемпературных систем (температура источников на поверхности менее 100°C) составляет $1 \cdot 10^8$ кал/с. Для отдельных геотермальных месторождений подсчитаны эксплуатационные запасы гидротерм. В целом они подтверждают их прогнозную оценку.

Естественные и эксплуатационные запасы термальных вод гидрогеологических структур, формирующихся под воздействием кондуктивного теплового потока, на Камчатке изучены слабо и в данной работе, учитывая их небольшой энергетический потенциал, нами не рассматриваются. Изложенные выше данные по подсчету естественных геотермальных ресурсов различных видов показывают, что региональные ресурсы, связанные с теплом, аккумулированным в повсеместно распространенных горных породах, на несколько порядков превышают прочие виды геотермальных ресурсов и составляют $12 \cdot 10^{22}$ кал. На втором месте стоят геотермальные ресурсы магматических очагов ($2 \cdot 10^{20}$ кал) и, наконец, ресурсы тепла нагретых пород гидротермальных систем ($2,3 \cdot 10^{19}$ кал). Вместе с тем высокие параметры природного или искусственного теплоносителя, который можно получить при извлечении тепловой энергии магматических очагов и гидротермальных систем, относительная приближенность их к земной поверхности, выдвигают эти объекты на первый план в качестве источника теплоэнергоснабжения. В табл. 3 приведены величины электрической энергии оцененных геотермальных ресурсов и эквивалентная им величина условного органического топлива, подсчитанные при выбранном коэффициенте извлечения тепловой энергии 10%. Последний, по всей вероятности, превышает реальные возможности извлечения тепловой энергии, но при отсутствии опыта такого извлечения приемлем для ориентировочных расчетов. Тем более что в данной работе в большинстве случаев занижены геометрические размеры очагов, гидротермальных систем и температура в их недрах.

Конечно цифры, приведенные в табл. 3, безусловно имеют умозрительный характер. Однако на данной стадии геотермической изученности территории и вообще проблемы извлечения "запасенного" тепла, скрупулез-

Таблица 3

Тепловая и электрическая энергия геотермальных ресурсов Камчатки

Вид ресурсов	Тепловая энергия, $1 \cdot 10^{18}$ кал	Электрическая энергия, МВт	Эквивалент органического топлива $1 \cdot 10^6$ т условного топлива
Тепло, аккумулированное горными породами в 10-километровом слое	120 000,0	—	17 000 000,0
Тепло магматических очагов	200,0	2656,0*	2850,0*
Тепло горных пород гидротермальных систем	26,0	3054,0*	328,0*
Природный теплоноситель гидротермальных систем	—	500,0	53,0

* Подсчитано при коэффициенте извлекаемости тепловой энергии 10%.

ные оценки вряд ли необходимы. Важно показать масштаб возможного использования нового источника энергии. Что касается гидротермальных систем и магматических очагов, освоение ресурсов которых началось уже сейчас, можно привести более реальную цифру электрической энергии и экономии органического топлива, если считать, что тепло извлекается при понижении температуры на 50°C , и принятом коэффициенте извлечения 0,1. Магматические очаги обеспечили бы электрическую мощность 6640 мвт-столетий и заменили бы 712,5 млн. т. условного топлива. Соответствующие цифры для тепла горных пород гидротермальных систем были бы — 760 мвт-столетий и 82,0 млн. т. условного топлива.

Литература

- Аверьев В.В., Вакин Е.А., Поляк Б.Г. Перспективы использования подземного тепла вулканических областей. — В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М.: Наука, 1966, с. 273–279.
- Дучков А.Д., Кренделев Ф.П., Пузанков Ю.М., Бобров В.А. Роль радиогенного тепла в общем тепловом потоке земной коры Камчатки. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 2.
- Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А., Эрлих Э.Н. Четвертичные кальдеры Камчатки. — В кн.: Вулканализм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 55–66.
- Леонова Л.А., Удальцова М.П. U, Th, Li, Rb и Cs в вулканических породах Курильских островов и Камчатки. — Геохимия, 1970, № 11, с. 1329–1334.
- Смирнов Я.Б., Сугробов В.М., Сугробова, Н.Г. Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития глубинных зон областей кайнозойского вулканизма. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканализм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 175–196.
- Сугробов В.М. Геотермальные энергоресурсы Камчатки и перспективы их использования. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 267–281.
- Assessment of Geothermal Resources of the United States. Geological Survey, Circular 726, 1975.
- Fedotov S.A., Balesta S.T., Drozni V.A., Masurenko Yu.P., Sugrobov V.M. On a possibility of heat utilization of the Avachinsky volcanic chamber. — Proceeding 2nd United Nations Symp. on the Development and Use of Geothermal Resources, 1975.

МУТНОВСКИЙ ГЕОТЕРМАЛЬНЫЙ РАЙОН НА КАМЧАТКЕ

Рано или поздно возникнет необходимость создания крупного геоэнергетического центра для снабжения дешевой электроэнергией г. Петропавловска и других населенных пунктов вблизи Авачинской бухты. Пока не будут преодолены технические трудности утилизации тепла магматических очагов, ближайшим районом с большими ресурсами подземного тепла останется Мутновский геотермальный район, расположенный в 70 км южнее города. В пределах этого геотермального района выявлены многочисленные термопроявления с суммарным естественным (измеренным) выносом тепла более $400 \cdot 10^3$ ккал/с., в том числе в кратерах Мутновского вулкана до $400 \cdot 10^3$, и около $40 \cdot 10^3$ ккал/с на остальной территории.

Мутновский район представляет собой наклонное на восток высокогорное плато с отметками 600–800 м, изрезанное ущельями истоков рек Жировой, Мутновской, Фальшивой. Над плато возвышаются крупные действующие стратовулканы Мутновский и Горелый, сильно эродированная постройка вулкана Жировского и экструзивно-эффузивные вулканы гор Двугорбой, Скалистой и Камень (рисунок). Долины рек, каньонообразные в верховьях, в среднем и нижнем течении имеют относительно широкое залесенное дно. Превышения водоразделов над тальвегами долин повсюду больше 500 м. Подъемы из долин на плато с трудом преодолимы, склоны лавиноопасны.

В структурном отношении район находится в пределах зоны регионального глубинного разлома, на сочленении асимметричной ступенчатой депрессии вулканической зоны Южной Камчатки с поднятием Восточного горст-антиклиниория. Поперечная по отношению к ним Начикинская складчато-глыбовая зона ограничивает район с севера. Сеть разрывных нарушений северо-восточного, северо-западного, меридионального и широтного направлений в сочетании с дуговыми и кольцевыми вулканско-тектоническими нарушениями создает весьма сложное блоковое строение района.

В геологическом строении района участвуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования от олигоценового до современного возраста. Олигоцен-нижнеплиоценовые отложения обнажаются в глубоких эрозионных врезах речных долин в восточной части района и представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами (вилючинская свита), туфогенными конгломератами, псефитовыми, псаммитовыми и алевропелитовыми туфами (паратунская свита), толщей кислых эфузивов (березовская свита). Общая мощность комплекса не менее 1800–2000 м (Гриб и др., 1976). Отложения верхнего плиоцена–нижнего плейстоцена (так называемой алнейской серии) состоят из туфов и лав андезито-базальтового, андезитового и реже более кислого состава. Они слагают разрушенные вулканические постройки, в том числе древнюю часть Мутновского вулкана, и залегают резко несогласно на эродированном склад-

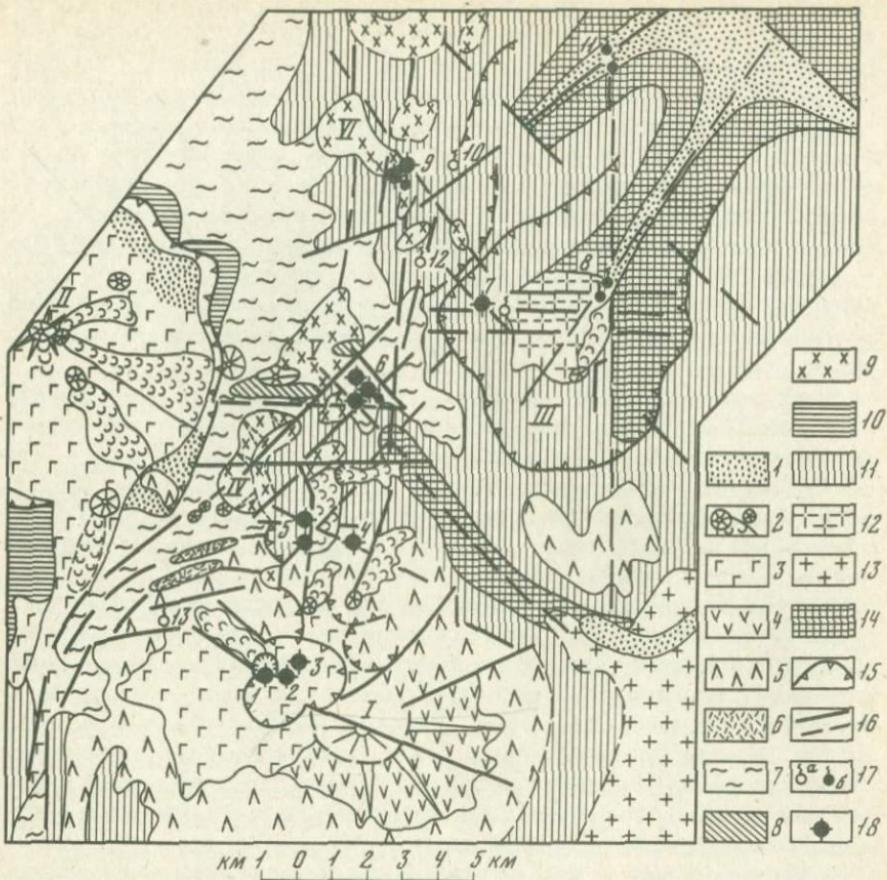


Схема геологического строения и термопроявлений Мутновского геотермального района (составили Е.А. Вакин, И.Т. Кирсанов, Г.Ф. Пилипенко с использованием материалов С.Е. Апрелкова, В.С. Шеймовича, Ю.П. Слепова, Г.Б. Флерова)

1 – Аллювиально-пролювиальные и пирокластические отложения (Q_4); 2 – шлаковые конусы и потоки лав базальтов (Q_4); 3 – туфы и лавы преимущественно базальтового состава (Q_4); 4 – туфы и лавы преимущественно базальтового и андезито-базальтового состава (Q_{3-4}); 5 – туфы и лавы преимущественно андезитового и андезито-базальтового состава (Q_{1-2}); 6 – пемзы (Q_{3-4}); 7 – игнимбриты и спекшиеся туфы андезито-дацитового состава (Q_{2-3}); 8 – экструзии липаритов (Q_{3-4}); 9 – экструзии и лавы от андезито-дацитового до липаритового состава (Q_{1-3}); 10 – андезито-дациты древней постройки массива вулкана Горелый (Q_{1-2}); 11 – базальты, андезито-базальты и туфы алнейской серии (N_2-Q_1); 12 – интрузия диоритов (N_1); 13 – интрузия гранодиоритов (N_1); 14 – вулканогенно-осадочные отложения и эфузивы березовской, вилючинской и паратунской свит (Pg_2-N_1); 15 – уступы кратеров и кальдер; 16 – тектонические нарушения; 17 – источники (а – теплые, б – горячие); 18 – термальные поля

Вулканы I–VI: I – Мутновский; II – Горелый; III – Жировской; IV – горы Двугорбий; V – горы Скалистой; VI – горы Камень. Термальные поля и источники 1–13: 1 – Активной воронки; 2 – Донное; 3 – Верхнее; Северо-Мутновские источники; 4 – Восточная группа, 5 – Западная группа; 6 – Дачные; 7 – Перевальные; 8 – Войновские; 9, 10 – Верхнежировские; 11 – Нижнегировские; 12 – Пиратовские; 13 – Западно-Мутновские

чатом основании нижележащих толщ. Отложения четвертичного возраста представлены исключительно вулканитами, состав которых меняется от базальтового до липаритового. Это лавы, туфы, игнимбриты, туфобрекчи, пемзы. Переотложенные породы имеют ограниченное распространение.

Водопроницаемость толщ, обнажающихся на территории района, в общем удовлетворительная, а в зонах тектонической трещиноватости должна быть высокой. Благодаря глубоким врезам речных долин, близости абсолютного базиса дренирования (океана) и тепловым аномалиям зона интенсивного водообмена имеет в пределах района мощность более 700 м и, видимо, распространяется ниже нулевой отметки (Манухин, 1971). Обильные атмосферные осадки и высокая трещиноватость лав и игнимбритов обусловливают промытость и охлаждение верхнего структурного этажа.

В пределах геотермального района выделяется своеобразная структура — участок крупного тектонического шва регионального заложения с максимальным для района проявлением термальной активности — Северо-Мутновская вулкано-тектоническая зона (Вакин, Кирсанов, Пронин, 1966). Захватывая периферические части вулканов Мутновского, Горелого и Жировского, она прослеживается в субмеридиональном направлении на север, к вулкану Вилючинскому. Протяженность ее 20 км, ширина 3—4 км. Эта часть района явилась ареной многоэтапного базальтового, андезито-базальтового и кислого вулканизма и длительной гидротермальной деятельности. На небольшой площади здесь сосредоточены разно типные вулканические сооружения, разновозрастные интрузивные и экструзивные тела, обширные участки гидротермально-измененных пород, гидротермальные рудные жилы, многочисленные современные термопроявления. В совокупности эти явления свидетельствуют о длительном существовании здесь разноглубинных магматических очагов и общем аномальном прогреве недр.

История магматической, вулканической и гидротермальной деятельности Мутновского района представляется нам следующей. Олигоценовые и миоценовые осадочные и туфогенно-осадочные отложения рвутся интрузиями гранодиоритов (Ахомтенский массив) и диоритов (см. рисунок). Внедрение последних предварялось площадным прогревом и интенсивным щелочным метасоматозом, охватившим, как минимум, широкую периферию магматического центра (его центральные части скрыты под молодыми вулканитами). Позже, в условиях "закрытых" (без выхода на поверхность) гидротермальных систем, в результате последовавшего за интрузиями внедрения богатых кремнеземом растворов в отложениях древнее N_2-O_1 образовались кварцевые жилы с полиметаллической и редкометальной рудной минерализацией. Температура их образования (по гомогенизации газово-жидких включений) — 250—300°С. Рудопроявления обнаружены в глубоких эрозионных врезах на востоке района, и есть основания считать, что рудоносные площади продолжаются под плиоцен-плейстоценовыми вулканическими постройками Северо-Мутновской вулкано-тектонической зоны.

Плиоцен-нижнеплейстоценовый основной вулканизм, в процессе которого были созданы крупные, частично сохранившиеся донные вулкани-

ческие постройки (северо-восточная часть Мутновского массива, вулканы Жировской, Камень), не оставил следов интенсивной гидротермальной деятельности. По-видимому, в этот период она ограничивалась кратерными фумарольными полями. Остатки таких полей в виде серных кварцитов и опало-алунитов наблюдаются, например, в верхних частях эродированных склонов вулкана Жировского и в верховьях долины р. Жировой.

За мощной вспышкой нижнеплейстоценового основного вулканизма, в результате которой был образован огромный щитообразный вокруг Пра-Горелый, последовало формирование близких к поверхности анатектических очагов гранитоидных магм, послуживших источниками материала для игнимбритовых извержений. Такие очаги возникли под вулканом Горелым и, возможно, под Мутновским. В результате извержений вокруг вулкана Горелого в среднем—верхнем плейстоцене образовались обширные игнимбритовые плато. Вулкан был увенчан кальдерой диаметром до 13 км. Остатки кислых лав выжимались в виде экструзий по кольцевым разломам ее обрамления. Пра-Мутновский вулкан также является центром игнимбритовых извержений, но несравненно меньших масштабов. Вероятно, большая часть кислых расплавов кристаллизовалась под вулканическим массивом, и поэтому кальдера обрушения Мутновского вулкана выражена очень слабо.

Формирование "игнимбритовых" очагов на малых глубинах сопровождалось площадным прогревом и пропилитизацией плиоцен-нижнеплейстоценовых вулканитов вокруг вулканов Мутновского и Горелого. Эти гидротермы достигли поверхности. В результате вместе с щелочным метасоматозом в водной среде проявилась и кислая фация газогидротермальных изменений (вторичные кварциты, каолиниты, алуниты и т.п.). По нашему мнению, современные гидротермы Северо-Мутновской зоны принадлежат этой стадии вулканизма—магматизма.

Средний и верхний плейстоцен ознаменовался образованием крупных стратовулканов андезито-базальтового состава — молодого вулкана в кальдере Горелого, восточной части вулкана Мутновского. Развитие этих построек продолжается и в послеледниковое время. И, наконец, в голоцене на склонах и у подножья вулканов появляются шлаковые конусы с лавовыми потоками недифференцированных оливиновых базальтов, являющиеся началом нового этапа в развитии вулканизма и поступления на поверхность мантийных расплавов. Гидротермальная деятельность, связанная с этими последними этапами вулканизма, ограничена кратерными фумарольными полями и образованием кислых приповерхностных термальных вод.

Предлагаемая схема истории гидротермальной деятельности в Мутновском районе позволяет считать, что внедрение магматических флюидов интрузивов (Q_{2-3}) произошло не в водонапорные системы холодных вод, а в уже существовавшие гидротермальные системы. Вполне вероятно, что отдельные части систем испытали воздействие еще более молодых вулканических процессов (например, Восточная группа Северо-Мутновских терм).

В свете изложенного мы продолжаем придерживаться мнения, что Мутновский вулкан, несмотря на огромную тепловую мощность, не

Таблица 1

Химический состав основных типов парогидротерм Мутновского района

Компоненты минерализации, мг/л	I			II			
	1	2	3	4	5	6	7
T, °C	500	300	112	96	95	96	96
pH	0,26	1,65	1,07	7,0	6,2	7,0	2,38
H	550,0	22,4	85,0	—	—	—	4,17
NH ₄	—	—	—	—	—	—	H/o
K	350,0	20,0	3,0	15,0	21,0	6,0	450,0
Na	33,2	3,3	1,6	2,6	—	15,8	1,3
Mg	250,0	18,0	15,7	27,4	3,5	48,7	8,1
Ca	80,4	18,2	7,0	—	—	—	8,8
Fe	264,5	19,6	86,6	—	—	—	7,5
F	50,0	—	4,2	—	—	—	86,0
Br	600,0	6,0	4,0	0,2	—	—	—
J	—	—	—	—	—	—	—
Cl	7801,0	354,6	2354,3	78,1	3,5	0,8	—
SO ₄	0,0	586,0	595,6	72,0	45,2	14,4	1236,0
HSO ₄	0,0	572,3	2308,6	—	—	—	200,0
SO ₃	21471,0	260,8	20,0	—	—	—	—
S ₂ O ₃	—	—	1188,0	—	—	—	—
HCO ₃	—	—	—	68,9	120,8	189,3	—
H ₂ SiO ₃	—	—	—	—	—	—	—
HBO ₂	—	146,8*	69,2*	—	—	—	1,2
As	—	—	—	—	—	—	Сл.
Sb	—	—	—	—	—	—	Сл.
Общая минерализация, мг/л	31490,0	1881,2	6673,6	325,4	262,0	275,0	2003,6

Примечание. I (1, 2 и 3) — конденсаты фумарол вулкана Мутновского (Активная воронка, Верхнее и Донное термальные поля); II (4, 5, 6) — конденсаты парогазовых струй (Восточная и Западная группы Северо-Мутновских терм, Дачные термы); III (7, 8, 9) — вода бессточных кипящих котлов (Восточная и Западная группы Северо-Мутновских терм, Дачные термы); IV — термальные источники поверхностного формирования (10 — Дачные, 11 — Перевальские, 12 и 13 — Верхнекирзовские); V — термальные источники напорных горизонтов (14 и 15 — Войновские, 16 — Нижнекирзовские, 17 — Вилючинские).

является очагом нагрева подземных вод и что область теплового питания терм района лежит в пределах Северо-Мутновской вулканотектонической зоны. В нашем случае источником (или проводником) глубинного тепла надо считать очаг гранитоидной магмы, залегающей здесь по всем признакам на небольшой глубине.

В Мутновском районе можно выделить несколько типов современных термопроявлений, резко отличающихся по характеру выходов вод и пара, тепловым показателям, химическому составу, воздействию на вмещающие породы (Вакин, Кирсанов, Пронин, 1966; Серафимова, 1966).

III		IV					V				
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17		
96	90	93	90	78	74	70	93	100	74		
3,67	2,53	6,8	8,0	7,0	6,8	6,7	7,0	7,95	7,6		
0,21	2,9	—	—	—	—	—	—	—	—		
H/o	H/o	H/o	H/o	—	—	—	0,6	—	—		
203,0	25,0	1,3	2,1	2,1	2,0	—	H/o	1,2	0,1		
2,6	11,0	17,0	1,7	4,7	5,3	121,0	15,0	6,4	21,4		
11,6	23,6	74,5	29,1	47,0	50,1	—	134,1	213,4	194,0		
115,0	4,6	2,4	16,2	7,3	7,3	4,6	1,8	Сл.	2,4		
32,2	9,0	4,0	27,7	114,8	132,0	54,6	58,3	1,1	120,0		
340,0	11,5	—	—	—	—	—	—	0,0	—		
—	—	—	—	—	—	—	1,0	Сл.	—		
—	—	—	—	—	—	—	H/o	—	—		
—	—	—	—	—	—	—	H/o	—	—		
4,0	—	14,0	—	0,1	10,6	107,9	104,9	146,4	198,8		
753,7	358,0	19,2	107,5	346,0	360,0	150,0	195,9	164,6	201,6		
6,3	41,0	—	—	—	—	—	—	—	—		
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
—	—	219,6	119,0	64,2	158,6	134,2	139,1	122,0	414,8		
—	—	100,0	—	67,0	—	100,0	165,0	121,3	—		
5,6	1,1	4,1	1,8	—	—	8,5	26,3	43,8	0,3		
0,014	0,03	0,01	Сл.	—	—	—	1,4	5,0	0,17		
0,036	0,05	0,013	0,07	—	—	—	0,01	—	0,006		
1468,6	488,2	458,4	305,1	653,8	725,9	689,0	842,3	835,2	1153,7		

1, 2, 3 — Серафимова, 1966; 4, 5, 6 — Вакин и др., 1966; 12, 16 — Вакин и др., 1976; 15 — Шеймович, 1964; 7—11, 13, 15, 17 — обследованы авторами в 1975—76 гг. Аналитики Г.Д. Вайнребе (15), Н.А. Перетолчина, С.В. Сергеева, Л.М. Юрова; определения As — Т.П. Кирсановой, Sb — С. Литасовой; * — отбор 1974 г., аналитик Н.А. Перетолчина.

I. Активная воронка Мутновского вулкана. Молодой эксплозивный кратер с мощными фумаролами на дне и стенах. Последнее извержение наблюдалось в 1960 г. Максимальная температура газа превосходит 750°, газонызывающие трещины раскалены до светло-красного свечения. Наблюдения последних лет свидетельствуют о значительном снижении фумарольной активности воронки.

II. Фумарольные поля Северного кратера Мутновского вулкана. Термопроявления в виде парогазовых струй, кипящих водных, грязевых и серных котлов, источников конденсатных вод. Максимальная температура пара в 1974 г. — 320°.

III. Термальные поля Северо-Мутновской вулканотектонической зоны — Северо-Мутновские, Дачные, Верхнежицковские — располагаются группами на протяжении 15 км, от северных склонов вулкана Мутновского до долины р. Жировой. Максимальные температуры выходов не превышают 110° С. Термопроявления в виде паровых струй, кипящих грифонов, горячих источников, теплых озер, рассредоточенного пропаривания участков поверхности.

IV. Источники перегретых вод.

1) *Нижнеджицковские*. Отмечены в среднем течении р. Жировой. Термопроявления разной интенсивности прослеживаются по долине более чем на 6 км. На "главном поле" их теплосодержание на выходе 115—125 ккал/с. Кроме кипящих источников, устанавливаются скрытая разгрузка терм в аллювий и теплые источники гидротерм, разбавленных поверхностными водами. Видимый дебит до 30 л/с (Гонсовская, 1956; Вакин, Кирсанов, Кирсанова, 1976).

2) *Войновские*. Впервые обследованы В.С. Шеймовичем (1964), затем нами в 1975 г. наблюдаются в среднем течении р. Мутновской при выходе ее из ущелья. Разгрузка вод идет из рудоносных трещин ($T = 93^{\circ}\text{C}$) и галечника ($T = 50\text{--}76^{\circ}\text{C}$) в тальвеговой части реки. На протяжении 400 м насчитывается до пяти групп источников. Видимый дебит не менее 20 л/с.

Химический состав парогидротерм района показан в табл. 1.

Фумарольные газы действующего вулкана (и особенно Активной воронки) по химическому составу резко отличаются от парогидротерм. Конденсаты фумарольных газов очень кислые ($\text{pH} = 0,26$), очень высокой минерализации, с высоким содержанием водородных ионов, хлора, фтора, серы, бора, аммония. По составу они ближе всего соответствуют первичным, неизмененным средой, эманациям базальтовой магмы. Их газовый состав $\text{CO}_2 > \text{SO}_2 > \text{HCl}, \text{HF}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{CH}_4, \text{CO}$.

Конденсаты фумарольных газов Северного кратера кислые, имеют тот же набор химических компонентов, однако общая минерализация в 10 и больше раз ниже, чем в Активной воронке. В газовом составе $\text{CO}_2 - 95\%$, а также $\text{HCl}, \text{SO}_2, \text{H}_2, \text{CH}_4, \text{HF}$.

Конденсаты парогазовых струй термальных полей Северо-Мутновской зоны сходны по химическому составу между собой. Это маломинерализованные простого состава растворы с близкими к нейтральным значениями pH . Среди газов преобладает CO_2 , присутствуют $\text{N}_2, \text{H}_2, \text{H}_2\text{S}, \text{CH}_4$. Эти конденсаты отвечают составу вторичного пара, связанного с системой перегретых вод. В кипящих водяных и грязевых котлах, напротив, образуются кислые ($\text{pH} 2\text{--}5$) сульфатные воды сложного катионного состава, отражающие процессы поверхностной метаморфизации парогазовых струй (окисления, взаимодействия с термально измененными породами, выноса летучих и концентрации менее летучих компонентов в бессточных котлах, смыва дождем возгонов с поверхности прогретых площадок и т.п.). Такие воды не отражают истинного химического состава парогазовых струй, что легко заметить, сравнивая термы поверхностного формирования с конденсатами, полученными из тщательно каптированных паровых струй (см. табл. 1).

Термальные источники (IV) формируются при смешении в разных про-

порциях грунтовых, конденсатных и перегретых напорных вод. Всегда располагаются ниже основных парящих площадок. Химический состав и температура источников отражают долю перегретых вод в их составе.

Термальные источники — Нижненежировские и Войновские. По химическому составу близки азотно-углекислым перегретым водам типа Паужетских и Узонских терм. Можно полагать, что воды этих источников сформировались вблизи поверхности в результате смешения конденсатных терм (типа Дачных) слабоминерализованных холодных вод и высокотемпературных хлоридных натриевых. В источниках в повышенных содержаниях обнаружены Li, K, As, Sb, B, являющиеся специфическими компонентами глубинных перегретых вод.

Приведенные химические характеристики дают основание считать, что термальные поля Северо-Мутновской вулкано-тектонической зоны возникли в результате вторичного вскипания высокотемпературных вод, дериваты которых разгружаются в бассейне р. Жировой.

Тепловые ресурсы Мутновского геотермального района очень велики (табл. 2). Вынос тепла в кратерах Мутновского вулкана по нашим данным составляет 400 тыс. ккал/с., но большая часть этого выноса (около 300 тыс. ккал/с) осуществляется через Активную воронку — эксплозивный кратер, образованный извержениями недавних десятилетий.

Относительно стабильные долгодействующие фумарольные поля расположаются в обширном Северном кратере, в древней части вулканической постройки. Их тепловая мощность определена в 90 тыс. ккал/с. Тепловые очаги, питающие термы Северного кратера, в принципе доступны для освоения и их естественная тепловая мощность может быть учтена при прогнозировании ресурсов геотермального района. Однако высокая агрессивность вулканических теплоносителей (см. табл. 1) усложняет их освоение.

Площади, наиболее перспективные и доступные для разведки на парогидротермы высоких тепловых параметров находятся на участке, протягивающемся от северных склонов вулкана Мутновского до Дачных терм (Северо-Мутновское месторождение). На поверхности оно проявлено несколькими крупными термальными полями и целым рядом мелких в разной степени прогретых площадок и теплых источников, представляющих собой участки разгрузки вторичного пара — продукта подземного вскипания перегретых вод. Естественный вынос тепла с участка определяется в $25 \cdot 10^3$ ккал/с. Предполагаемая энтальпия теплоносителя не менее 250 ккал/кг.

Большой интерес для разведки и освоения представляют участки разгрузки перегретых вод в долинах рек Жировой и Мутновской (Жировское месторождение). Суммарный дебит источников определяется в 40—50 л/с, естественный вынос тепла — до $10 \cdot 10^3$ ккал/с. Предполагаемая энтальпия теплоносителя не менее 170 ккал/кг.

Сопоставление данных по абсолютному и удельному выносу тепла отдельными термальными полями и участками (см. табл. 2) указывает на генетическое единство Северо-Мутновского и Жировского месторождений парогидротерм и их "родство" с такими гидротермальными системами, как Узонская, Семячикская, Паужетская и др. Гипотетическая

Таблица 2

Тепловая мощность термопроявлений Мутновского геотермального района

Номер* (см. на рис. 1)	Термопроявления (аб- солютная отметка, м)	Площадь, $m^2 \cdot 10^3$	Макси- мальная температура, $^{\circ}C$	Вынос тепла,	
				Рассредо- точное парение	Теплоот- деление с поверхно- сти
Вулкан Мутнов- ский:					
1	Активная воронка - (1500)	75,0	800	—	—
2,3	Северный кратер (1300)	39,0	300		10,2
Северо-Мутнов- ские:					
4	Восточная группа (1000)	11,7	98	1,3	1,6
5	Западная группа (900)	6,5	110	0,9	0,3
6	Дачные (700–800)	76,5	98	3,9	8,6
Вулкан Жиров- ской:					
7	Перевальные (400–600)	17,0	96	0,4	1,8
8	Войновские (90–120)	10,0	93	—	—
р. Жировая:					
9, 10	Верхнежировские (450–800)	21,5	96	3,6	0,2
11	Нижнежировские (60–80)	23,0	115*	1,3	—

*2–3 Б.Г. Поляк, 1966; 9, 10, 11 – по Т.П. Кирсановой (Вакин и др., 1976).

** – энтальпия, ккал/кг

модель Мутновско-Жировской гидротермальной системы представляется нам следующей. Холодные подземные воды, двигаясь из области питания (кальдера вулкана Горелого) к региональному базису дренирования (океан) нагреваются в пределах Мутновской вулкано-тектонической зоны восходящими потоками глубинного теплоносителя и частично разгружаются в виде паровых струй (термопроявления Северо-Мутновского месторождения). Горстовое поднятие препятствует стоку вод, но крупные поперечные разломные зоны служат каналами для дальнейшего движения термальных вод на восток. В зонах этих нарушений (в долине р. Жировой и в бассейне р. Мутновской) сформировались напорные системы трещинно-жильных термальных вод. Поверхностным проявлением их соответственно являются Нижнежировские и Войновские источники. В том случае, если на участке между вулканами Горелый, Мутновский, Жировской на глубине имеются достаточно выдержаные

ккал/с•10 ³			Удельная тепловая мощность, Мкал/с •см ⁻²	Год обследования
Газопаровые струи	Источники и водотоки	Всего		
360	—	400	$5,4 \cdot 10^5$	1963
76,2	7,6	94,0	$2,4 \cdot 10^5$	1963
1,7	—	4,6	$4,0 \cdot 10^4$	1975
—	0,9	2,1	$3,3 \cdot 10^4$	1973
0,6	4,4	17,5	$2,3 \cdot 10^4$	1973
—	—	2,2	$1,3 \cdot 10^4$	1975
—	2,0	2,0	$2,0 \cdot 10^4$	1975
0,6	—	4,4	$2,0 \cdot 10^4$	1964
2,5	—	3,8	$1,6 \cdot 10^4$	1964

водопроницаемые слои, можно полагать, что в них заключены горизонты перегретых вод. Тогда упомянутые выше зоны тектонической трещиноватости можно рассматривать как наиболее водообильные участки сложной водонапорной системы трещинно-жильных и пластовых термальных вод. Продуктивные водоносные горизонты должны быть связаны с паратунско-вилючинским вулканогенно-осадочным комплексом ($Pg_3 - N_1$).

Освоение Мутновского геотермального района будет сопряжено с техническими и экономическими трудностями.

Наиболее перспективное месторождение – Северо-Мутновское – находится в неблагоприятных природных условиях. Использование тепла действующих вулканов и нагретых горных пород в мировой практике не вышло из стадии планирования экспериментов, поэтому освоение энергоресурсов района должно, по нашему мнению, происходить поэтапно.

I. Разведка месторождения Жировского и строительство электро-

станций общей мощностью до 20–25 мВт. Их энергия может быть использована для передачи в поселки южного берега Авачинской бухты, для разведки и эксплуатации редкометально-полиметаллического месторождения и для освоения Северо-Мутновского месторождения.

II. Разведка Северо-Мутновского месторождения и строительство электростанции в 75–100 мВт с передачей энергии в гг. Петропавловск и Елизово.

III. Увеличение мощности электростанций на Северо-Мутновском месторождении до 300 мВт и более с возможным дальнейшим наращиванием мощности за счет освоения ресурсов вулкана Мутновского и извлечения тепла горных пород.

Л и т е р а т у р а

- Вакин Е.А., Кирсанов И.Т., Кирсанова Т.П. Термальные поля и горячие источники Мутновского вулканического массива. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 85–114.
- Вакин Е.А., Кирсанов И.Т., Пронин А.Н. Активная воронка Мутновского вулкана. — Бюл. вулканол. станций, 1966, № 40, с. 25–35.
- Гонсовская Г.А. Жировские термы Южной Камчатки. — Докл. АН СССР, 1956, № 4, с. 874–876.
- Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Флоренский И.В., Храмов Н.А. Геологические условия термопроявлений бассейна р. Жировой (Юго-Восточная Камчатка). — Бюл. вулканол. станций, 1976, № 52, с. 92–102.
- Манухин Ю.Ф. О зонах водообмена геотермальных районов Камчатки. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 219–224.
- Поляк Б.Г. Геотермические особенности областей современного вулканизма (на примере Камчатки). М.: Наука, 1966, с. 108–128.
- Серафимова Е.К. Особенности химического состава фумарольных газов Мутновского вулкана. — Бюл. вулканол. станций, 1966, № 42, с. 56–65.
- Шеймович В.С. Верхнемутновские термальные источники. — Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1964, вып. 2, с. 104–105.

Б. Ф. Маврицкий, Н. С. Отман, А. А. Шпак

ВСЕГИНГЕО

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ГИДРОТЕРМ В МОЛОДЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ

Камчатка и Курильские острова обладают значительными ресурсами глубинного тепла Земли, освоение которых может покрыть все потребности этих экономических районов в тепле и электроэнергии. Решение указанной проблемы связано с широким развертыванием геологоразведочных работ на выявленных перспективных площадях и месторождениях парогидротерм и термальных вод. Кроме разведенных к настоящему времени (полностью или частично) месторождений (Паужетское, Большебанное, Паратунское, Верхнепаратунское — на Камчатке; Горячий Пляж — на о. Кунашир), в ближайшей перспективе предстоит разведать ряд круп-

ных месторождений парогидротерм, таких как Кошевское, Мутновско-Жировское, Семачинское и Киреунское на Камчатке; Баранского, Эбекское — на Курилах, а также некоторые месторождения термальных вод — (Налачевское, Двухюрточное, Быссинское, Добрый Ключ, Горячие Ключи, Рейдовское и др. (Аверьев и др., 1966; Вакин, 1968; Иванов, 1961; Маврицкий и др., 1975).

Образование современных гидротермальных систем весьма обоснованно считается обусловленным внедрением в неоген-четвертичное время в подземную гидросферу магматических масс, вызвавших нагрев и отток глубинных вод из недр к поверхности и смешение их в различных пропорциях с другими типами менее глубоко залегающих подземных вод, в том числе и инфильтрационного (водозного) происхождения. Циркуляция вод в таких системах осуществляется по весьма сложной сети тектонических трещин. Гидротермальные месторождения и порождающие их вулканические процессы приурочены обычно к крупным и довольно узким тектоническим зонам системы грабен-синклиналей Камчатки, протягивающихся на сотни километров через всю вулканическую зону (Вакин, 1968; Маврицкий, 1965; Манухин, 1975).

В других областях молодого и современного вулканизма вулканы и гидротермы также приурочены в основном к депрессионным зонам (рифтовые зоны Восточной Африки и Исландии, вулканическая депрессия оз. Тауго в Новой Зеландии, Долина Большых Гейзеров в США и др.), что подчеркивает общность геологического строения и условий их формирования.

Обычно в геологическом строении месторождений гидротерм молодых вулканических районов принимают участие сложно дислоцированные и метаморфизованные осадочные, вулканогенно-осадочные и интрузивные породы от мезозойского до неогенового возраста (фундамент), на которых с тектоническим несогласием и размывом залегает комплекс вулканогенных отложений четвертичного возраста с современными вулканическими постройками.

Характерной для гидротермальных систем районов молодого вулканизма является высокая интенсивность выноса тепла ($1,5-2,5 \cdot 10^2$ мккал/с · см²), превышающая на несколько порядков фоновые значения этого показателя, что приводит к формированию месторождений с высоким теплосодержанием естественных теплоносителей, характерным только для этих районов (Аверьев и др., 1966; Вакин, 1968; Манухин, 1975).

Наряду с кратко охарактеризованными общими закономерностями формирования современных гидротермальных систем методика поисково-разведочных работ в решающей степени определяется спецификой приуроченных к этим системам месторождений. Их типизация для целей разведки может быть выполнена по следующим главным признакам: а) структурно-геоморфологическому б) гидрогеохимическому и в) температурному.

По структурно-геоморфологическим особенностям могут быть выделены четыре типа месторождения: 1) внутрикальдерный, 2) склоновый, 3) долинный и 4) прибрежно-морской. Первые два типа месторождений могут быть связаны как с радиально-кольцевыми нарушениями вулкани-

ческих построек, так и с региональными разломами и разломными зонами, к которым тяготеют вулкано-тектонические депрессии (Паужетское, Кошелевское месторождения). Последние два типа связаны преимущественно с региональными разломами (Горячий Пляж, Паратунка и др.). Для каждого из выделенных типов месторождений характерно своеобразное гидродинамическое соотношение нагретых и холодных грунтовых подземных вод.

По гидрогеохимическим условиям могут быть выделены три группы месторождений: 1) азотных терм, 2) азотно-углекислых терм от гидрокарбонатно-сульфатного и хлоридно-сульфатного натриевого до хлоридно-натриевого состава и 3) месторождения сернисто-углекислых фумарольных терм, в основном сульфатных. Третья группа гидротерм характерна для внутриальдерных и частично склоновых месторождений. Их геохимический облик формируется под непосредственным воздействием активных вулканических процессов и выделяющихся вулканических газов. Первая и вторая группы гидротерм тяготеют к крупным разломным зонам и часто не связаны непосредственно с вулканическими постройками. На формирование их состава существенное влияние оказывают процессы взаимодействия вод и пород, а также различных генетических типов подземных вод.

По температуре, определяющей сферу практического использования гидротерм, выделяются два основных типа месторождений: 1) высокопотенциальный — с температурой теплоносителя на поверхности выше 100°C (пароводяные смеси, пар) и 2) средне- и низкопотенциальные — с температурой до 100°C (скважины выводят на поверхность термальную воду).

К первому типу месторождений относятся азотно-углекислые и сернисто-углекислые фумарольные термы. В практическом отношении наиболее важными являются азотно-углекислые термы. Разведка месторождений фумарольных терм требует применения специального антикоррозийного оборудования, приборов, а в последующем и антикоррозийной защиты установок тепло- и энергоснабжения. Месторождения азотных терм, как правило, имеют температуру, не превышающую 100°C, и относятся ко второму типу месторождений.

В гидродинамическом отношении все месторождения областей молодого вулканизма являются чрезвычайно сложными и относятся по характеру циркуляции к трещинно-жильному типу, а по условиям разгрузки — к очаговым (инжекционным). Это обусловлено ничтожной проницаемостью и емкостью вмещающих пород (проницаемость, как правило, не более $10^{-1} \div 10^{-2}$ мдарси; пористость до 5–6%), вызванных их литификацией, гидротермальной переработкой и заполнением пустот минеральными новообразованиями. При этом сама система тектонической трещиноватости весьма сложна, так как различные трещины характеризуются разной протяженностью, геометрией, водопроводимостью, а следовательно, и чрезвычайной сложностью их гидравлической связи. Для очагового типа разгрузки характерно совпадение восходящих фильтрационного и теплового потоков, которыми обусловлено формирование гидродинамических, геотермических и гидрогеохимических аномалий (Огильви, 1959).

Эти аномалии являются главнейшими поисковыми признаками месторождений гидротерм. Вместе с тем в конкретных гидрогеологических условиях (мощные потоки грунтовых холодных вод на месторождениях склонового и долинного типов, привлечение древних захороненных морских вод в прибрежно-морских месторождениях и т.д.) эти аномалии могут быть смещены, затушеваны, что, естественно, затрудняет проведение поисково-разведочных работ.

Чрезвычайная фильтрационная, гидрохимическая и геотермическая неоднородности, сложность граничных условий месторождений в сочетании с перечисленными выше трудностями их изучения предопределяют применение гидравлического метода оценки эксплуатационных запасов гидротерм, что также должно учитываться при планировании геолого-разведочных работ. Обоснованная в ряде последних публикаций возможность применения гидродинамического метода оценки запасов трещинно-жильных месторождений в подавляющем большинстве случаев может рассматриваться как чисто теоретическая возможность для наиболее простых месторождений. Однако практическая ее реализация связана с такой высокой степенью детальности комплексного изучения месторождений, которая заведомо окажется совершенно не оправданной ни с экономических позиций, ни с точки зрения надежности и достоверности прогнозов. Накопленный к настоящему времени отечественный и зарубежный опыт поисково-разведочных работ позволяет наметить следующую схему их проведения, а также основные методические приемы и виды исследований для решения задач, стоящих перед каждой стадией изучения.

Поисковая стадия. Основными задачами поисков являются установление геолого-структурных особенностей выявленных месторождений, условий разгрузки, химического и газового состава подземных вод и парогидротерм, установление характера размещения, морфологии изменчивости и обводненности зон тектонической трещиноватости по площади месторождения и в его разрезе, установления закономерностей изменения температуры и состава флюидов с глубиной и по площади, приближенная оценка теплознергетической мощности месторождения, а также выделение участков для постановки разведочных работ и обоснование их объемов и методических особенностей проведения.

На первом этапе поисков должен быть выполнен комплекс исследований, направленных на оконтуривание, установление основных закономерностей строения месторождения, предварительную оценку его масштабов с целью обоснования целесообразности, объемов и размещения поискового бурения. На этом этапе обычно выполняются крупномасштабная комплексная геолого-гидрогеологическая съемка, гидрохимическое опробование всех проявлений подземных вод и поверхностных водотоков и водоемов, термометрическая съемка, комплекс наземных и аэрогеофизических исследований. В некоторых случаях, на сложно построенных месторождениях, съемка может сопровождаться бурением неглубоких картировочных скважин с целью уточнения геолого-структурных особенностей месторождения. Количество и глубина картировочных скважин определяются исходя из конкретных условий разведываемого участка.

Опыт поисково-разведочных работ на месторождениях Камчатки и

Курильских островов, а также за рубежом свидетельствует о наибольшей эффективности и информативности таких наземных геофизических методов, как электроразведка (ВЭЗ, электропрофилирование), термометрическая съемка, а также инфракрасная съемка с самолета. Последний вид исследований широко используется в практике поисковых работ, проводимых в США, Японии, Новой Зеландии, Исландии, а в последнее время при техническом содействии ООН — в Эфиопии (Геотермальная энергия, 1975; Кёниг Дж., 1975; Маврицкий, Антоненко, 1967).

Очень важно уже на первом этапе поисковых работ организовать гидрогеологические наблюдения за режимом поверхностных вод и стационарные наблюдения за режимом подземных вод месторождения. Наличие представительного ряда этих наблюдений позволяет более обоснованно решать целый ряд важных вопросов оценки эксплуатационных запасов месторождения, в том числе таких, как установление и оценка источников их формирования.

Результаты первого этапа поисков должны дать представление о геолого-структурных, гидрогеологических и геотермических особенностях месторождения, его масштабах и служить базой для планирования поискового бурения (размещение, количество и глубины скважин), являющегося основным видом работ на втором этапе поисков. На этом этапе могут также проводиться в небольшом объеме детализационные наземные геофизические исследования, а также должны продолжаться наблюдения за режимом подземных и поверхностных вод.

Конечной задачей второго этапа поисков является уточнение строения и продуктивной характеристики месторождения, оценка его запасов по низким категориям ($C_2 + C_1$), выделение участков для постановки разведочных работ и разработка технико-экономического обоснования целесообразности последующего вовлечения месторождения в сферу народнохозяйственного использования (на базе укрупненных технико-экономических показателей, таких, как общие и удельные капитальные вложения в разведку и промышленное освоение месторождения, примерная себестоимость конечного продукта и др.).

Бурение поисковых скважин должно охарактеризовать структуру и гидрогеологические условия месторождений на наибольшую глубину. Отечественный и зарубежный опыт разведочных работ показывает, что глубины до 1000—1500 м являются достаточными для решения этих задач. Главные запасы всех известных месторождений термальных вод и парогидротерм мира получены на глубинах первого километра.

При очаговом характере рассматриваемых месторождений излишнее углубление скважин может приводить к удорожанию разведочных работ без существенного увеличения теплознергетической мощности месторождения.

Как правило, в проекте должно предусматриваться несколько групп поисковых скважин по глубинам. В каждом конкретном случае выбор глубин скважин проводится исходя из анализа получаемых термограмм, дебитограмм, напоров, химического состава и минерализации флюидов.

Характер термограмм также свидетельствует о том, что температуры, как правило, увеличиваются на первых 200—300 м (реже до 500 м), а

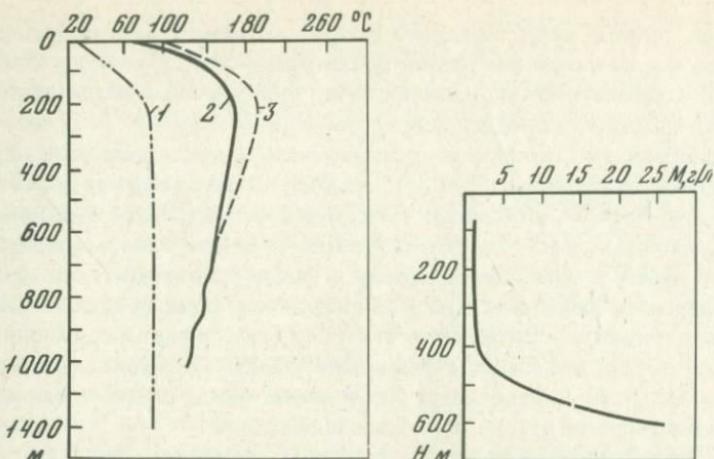


Рис. 1. Термограммы по ряду типичных месторождений гидротерм Камчатки (по данным Камчатского геологического управления)

1 — Паратунское месторождение, скв. ГК-3; 2 — Больше-Банное месторождение, скв. ГК-2; 3 — Паужетское месторождение, скв. 13

Рис. 2. Характерная кривая изменения минерализации с глубиной на Прибрежном участке месторождения парогидротерм Горячий Пляж, о. Кунашир

далее роста температур не наблюдается и иногда к забоям глубоких скважин температура уменьшается (рис. 1) (Манухин и др., 1973; Сугробов, Краевой, 1966).

На месторождениях прибрежно-морского типа фактором, ограничивающим глубину разведочных скважин, является быстрое повышение минерализации с глубиной, приводящее в процессе длительных выпусков и эксплуатации к интенсивному выпадению солей в стволе скважины и в наземном оборудовании. Так, например, на месторождении парогидротерм Горячий Пляж даже при глубине скважин 300–350 м минерализация пароводяной смеси достигала 5–12 г/л, а на глубинах выше 500 м увеличивалась до 25 г/л (рис. 2). В скв. 7 после двух месяцев выпуска пароводяной смеси из интервала 67–759 м минерализация возросла с 10 до 23 г/л, в результате чего произошло зарастание ствола и оголовка скважины кальцитом.

Бурение поисковых скважин должно сопровождаться отбором керна и полным комплексом промыслового-геофизических, гидрогеологических и геотермических исследований. Гидрогеологические исследования в процессе бурения включают проведение поинтервального опробования с целью выяснения местоположения водообильных трещинных зон и их продуктивности, установления характера их гидравлической взаимосвязи с холодными грунтовыми водами, оценки теплового потенциала флюидов, а также их химического и газового состава. По завершении бурения скважины должны быть опробованы опытными выпусками с полным комплексом наблюдений и измерений по общепринятой методике.

В результате опытных выпусков устанавливаются зависимости расходов скважин от понижения уровней и теплосодержания флюида от величи-

ны расхода, производится предварительная оценка степени взаимодействия скважин и гидродинамической неоднородности (анизотропии) месторождения; коррозионной агрессивности термальных вод и парогидротерм, а также интенсивности процессов солеотложений.

Для решения этих вопросов традиционных кратковременных одиночных опытных выпусков из скважин на двух — трех режимах может оказаться недостаточно и в большинстве случаев окажется необходимым проведение групповых кустовых относительно продолжительных выпусков. Для этих целей в качестве опытных и наблюдательных должен быть использован весь имеющийся на месторождении фонд поисковых и картировочных скважин. Включение этих скважин в выпуск должно производиться последовательно, а продолжительность его (как правило, не более 10—30 суток) определяется расстоянием между скважинами и предварительно оцененной степенью их взаимодействия.

Методически правильно спланированный кустовой выпуск может оказаться весьма эффективным средством для оценки фильтрационной неоднородности месторождения, его гидродинамической структуры, степени взаимодействия скважин, вскрывающих различные тектонические зоны, и, как результат этого, для рационального заложения последующих поисковых и разведочных скважин, а также обоснования схемы водозабора. Недоучет этой возможности может привести в ряде случаев к излишнему объему бурения на разведочных стадиях и высокому коэффициенту снижения расходов скважин в процессе опытно-эксплуатационного выпуска, как это имело место, например, при изучении Паратунского месторождения, где этот коэффициент составил 0,5—0,7.

При наличии интенсивных процессов коррозии и солеотложений во время опытных выпусков должны быть оценены условия их проявления (глубина и интенсивность образования солевых пробок при различных величинах устьевых давлений и понижения уровня, изменении химического и газового состава флюидов и пр.) и намечен соответствующий комплекс гидрогеологических, геофизических и специальных наблюдений и исследований, а также решен вопрос о необходимости привлечения на стадии предварительной разведки специализированных научно-исследовательских организаций для выполнения этих работ.

Предварительная разведка осуществляется на перспективных по комплексу гидрогеологических и укрупненных технико-экономических показателей участках месторождения, выделенных в результате поисковых работ. Основными задачами предварительной разведки являются оценка эксплуатационных запасов термальных вод и парогидротерм (по категории С₁ и в небольшом объеме — В), уточнение продуктивности отдельных блоков и водоносных зон, особенностей взаимодействия групп скважин и режима их работы, конструкций скважин, в том числе разработка методов борьбы с коррозией и солеотложениями, принципиальное решение и предварительное согласование вопросов сброса отработанных термальных вод. В результате предварительной разведки должны быть обоснованы схема водозабора, методика проведения опытно-эксплуатационного выпуска, необходимость бурения дополнительных скважин на стадии детальной разведки, а также разработано технико-экономическое

обоснование эффективности использования разведемых естественных теплоносителей и проект временных кондиций.

Основными видами работ на этой стадии являются бурение разведочных скважин и проведение опытных работ, а также продолжение режимных наблюдений.

Глубины и схемы размещения разведочных скважин определяются по результатам изучения месторождения, на поисковой стадии, а их количество — оценкой масштабов месторождения, заявленной потребностью в теплоносителе и установленным на поисковой стадии средним расходом скважин. При этом размещение скважин и расстояние между ними должны выбираться с учетом установленной неоднородности месторождения в степени взаимодействия скважин, вскрывающих различно ориентированные тектонические зоны.

Основанием для перехода к детальной разведке месторождения, может быть получение положительных геолого-гидрогеологических результатов на предыдущей стадии работ, утверждение ТЭО и проекта временных кондиций.

Основными задачами детальной разведки является получение необходимых и достаточных данных для оценки эксплуатационных запасов термальных вод или парогидротерм применительно к обоснованной схеме водозабора по промышленным категориям (с учетом установленных требований к их изученности), обосновывающим в соответствии с существующими положениями выделение капитальных затрат на проектирование и строительство водозаборов и объектов теплозагородления; обоснование наиболее рационального способа и режима разработки месторождения; разработка и утверждение технико-экономического доклада и проекта постоянных кондиций. При этом, учитывая чрезвычайную сложность строения рассматриваемых месторождений, в подавляющем большинстве случаев оказывается экономически нецелесообразно доводить изученность их запасов до требуемого действующей "Классификацией эксплуатационных запасов подземных вод" соотношения категорий. Как правило, выделение капитальных вложений на проектирование и строительство водозаборов и объектов тепловодопотребления должно осуществляться в этом случае на базе запасов категории В.

Основным видом работ на этой стадии является групповой опытно-эксплуатационный выпуск (ОЭВ) из всех продуктивных скважин месторождения, попадающих в обоснованную схему водозабора, с проведением полного комплекса гидродинамических, гидрохимических, геотермических и технологических наблюдений. Схема проведения ОЭВ (последовательность включения и остановки скважин, распределение нагрузок по отдельным блокам и водоносным зонам месторождения и пр.) определяется спецификой каждого конкретного месторождения. ОЭВ, как правило, должен проводиться до стабилизации расхода водозабора и соответствующих ему давлений и уровней в опытных и наблюдательных скважинах, а также температуры (теплосодержания) теплоносителя и его качества. Стабилизация должна быть подтверждена в течение 2–3 месяцев. Исходя из имеющегося опыта разведочных работ, можно считать, что продолжительность ОЭВ обычно должна составлять 6–12 мес. и лишь

в особо сложных гидродинамических, гидрохимических и геотермических условиях может несколько превышать приведенные цифры. При отсутствии стабилизации расход водозабора должен быть уменьшен (путем ограничения дебитов скважин или отключения отдельных скважин на наиболее нагруженных участках и блоках) до уровня, обеспечивающего стабилизацию перечисленных параметров.

Планирование поисково-разведочных работ, как правило, должно исходить из задачи оценки полной теплоэнергетической мощности месторождений и лишь при изучении крупных месторождений, освоение которых намечается по очередям, объемы работ на стадиях предварительной и детальной разведки должны планироваться с учетом планируемой потребности в теплоносителе.

В отдельных случаях, в зависимости от конкретных особенностей изучаемых месторождений, охарактеризованные стадии и этапы поисково-разведочных работ могут частично или полностью объединяться.

Л и т е р а т у р а

- Аверьев В.В., Вакин Е.А., Поляк Б.Г. Перспективы использования тепла вулканических областей. — В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. Тр. II съвещ. по геотерм. исслед. в СССР. М.: Наука, 1966, с. 273—279.
- Вакин Е.А. Гидрогеология современных вулканических структур и гидротермальные системы Юго-Востока Камчатки: — Автореф. кан. дис./ГИН АН СССР, ротатпринт. М., 168, 28 с.
- Геотермальная энергия. Ресурсы, разработка, использование. — Пер. с англ. под ред. А.Е. Святловского. М.: Мир, 1975, 354 с.
- Иванов В.В. Парогидротермы Курило-Камчатской вулканической зоны. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. II, с. 43—65.
- Кёниг Дж. Разведка геотермальных ресурсов в Западных штатах США. — В кн.: Изучение и использование геотермических ресурсов, под ред. Э. Тонджоржи. М.: Мир, 1975, с. 7—40.
- Маврицкий Б.Ф. Разведка парогидротерм в молодых вулканических районах. — Разведка и охрана недр, 1965, № 2, с. 57—62.
- Маврицкий Б.Ф. Поиски и разведка термальных вод и парогидротерм в районах современного вулканизма (на примере Камчатки). — В кн.: Вопросы формирования и использования ресурсов подземных промышленных и термальных вод. Тр. ВСЕГИНГЕО, 1970, вып. 27, с. 78—105.
- Маврицкий Б.Ф., Антоненко Г.К. Опыт исследований, разведки и использования в практических целях термальных вод в СССР и за рубежом. М.: Недра, 1967.
- Маврицкий Б.Ф., Антоненко Г.К., Отман Н.С., Полуботко Л.Ф. Ресурсы термальных вод СССР. М.: Недра, 1975, 152 с.
- Манухин Ю.Ф. Особенности водообмена и гидродинамическая зональность геотермальных районов области современного вулканизма (на примере Камчатки). Автореф. канд. дис. Л., 1975.
- Манухин Ю.Ф., Пащенко Л.Г., Овчаренко В.В., Ворожейкина Л.А. Паратунское месторождение термальных вод на Камчатке. — В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М.: Наука, 1973, с. 222—226.
- Огильви А.А. Вопросы теории геотемпературных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, т. I. — Труды Всес. сов. по геотерм. исследованиям, М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 53—85.
- Сугробов В.М., Краевой Ю.А. Гидрогеологические особенности и эксплуатационные ресурсы высокотермальных вод Паужетского месторождения. — В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М.: Наука, 1966, с. 408—415.

ЭВОЛЮЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ КАМЧАТКИ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ГИДРОДИНАМИКИ

Для объяснения условий формирования гидротермальных систем вулканических областей широко используются геологические, геотермические и гидрогеохимические построения. В то же время гидродинамическая сторона генезиса термальных вод обсуждается незаслуженно мало.

Что известно в настоящее время о гидродинамике современных гидротермальных систем Камчатки?

В 1964 г. В.М. Сугробов на основании закона Дарси высказал важные предположения о том, что гидротермы должны обладать высокой скоростью фильтрации, обусловленной ее низкой абсолютной вязкостью, и что потоки термальных вод могут представлять собой своеобразные древы в водонапорной системе.

В пользу точки зрения об ускоренном движении гидротерм Е.А. Вакин, В.М. Сугробов (1974) и Ю.Ф. Манухин (1971) дополнительно называли следующие причины: 1) термоартезианский (по Ф. Штудту) напор, формирующийся за счет разуплотнения столба воды, 2) парлифт и газлифт (самопроизвольная откачка воды в очаге разгрузки), 3) разгрузка парением.

В 1967 и 1969 гг. на основании весьма приближенных расчетов действительной скорости движения воды нами было высказано предположение о существовании в современных гидротермальных системах глубинных зон интенсивного водообмена (Манухин, 1971), подтвержденное расчетами эффективных гидродинамических параметров (таблица). Таким образом, наличие глубинных зон интенсивного и весьма интенсивного водообмена с действительными скоростями движения гидротерм от 10 до 100 м/год и выше получило более веское подтверждение. Это имело принципиальное значение, так как в классической схеме гидродинамической зональности Н.К. Игнатовича (1944) термальным водам отводилось место в зоне замедленного водообмена, где, по мнению автора схемы, естественные запасы воды преобладают над их естественными ресурсами.

Как показали многолетние режимные наблюдения Камчатской гидро-геологической партии КТГУ, существуют по меньшей мере два типа гидродинамического режима современных гидротермальных систем: 1) с отчетливо выраженной сезонностью уровняенного режима при годовых амплитудах колебания термальных вод до 20 м (и более) и 2) со слабо выраженной сезонностью при годовых амплитудах до 1 м или даже с видимым отсутствием сезонности. Первый тип режима ярко проявляется в Паратунской и Больше-Банной гидротермальных системах, второй характерен для Паужетской, Пиначевской и, возможно, Кошелевской гидротермальных систем.

Указанные различия в гидродинамическом режиме свидетельствуют о разной природе глубинных зон интенсивного водообмена термальных вод. При первом типе режима гидравлическая связь термальных вод с водами приповерхностного формирования, осуществляемая через облас-

Гидродинамические параметры гидротермальных систем Камчатки

Гидротермальная система	Температура, °С	Абсолютная вязкость гидротерм μ , СПЗ	Плотность гидротерм γ , г/см ³	Максимальный напор над поверхностью Земли, м	Пьезометрический уклон J
Паратунская	50–106	0,28–0,55	0,9881–0,9534	29–115	0,0017–0,08
Больше-Банная	100–171	0,16–0,32	0,9584–0,9027	33,2	0,04–0,169
Паужетская	100–205	0,13–0,32	0,9584–0,8655	26,5	0,016–0,1

Примечание. Коэффициенты: Кт – водопроводимости; Кф – фильтрации;

ти питания, представляется совершенной, водообмен свободным, природа напорных градиентов преимущественно гидростатической. При втором типе режима интенсивный водообмен зависит не только от градиентов гидростатического напора, сколько от длительно действующих градиентов иной природы, непосредственно не связанных с положением свободной поверхности подземных вод в областях питания. В этом случае допускается, что ускоренное движение обеспечивается градиентами давления эндогенного флюида и пластового давления на большой глубине. Такой водообмен гидротерм в отличие от упомянутого выше "свободного" водообмена назван нами водообменом "активным".

Анализ немногочисленных данных по абсолютному возрасту гидротермальных систем позволяет сделать вывод, что среди высокотемпературных систем первый тип гидродинамического режима с интенсивным свободным водообменом развит в относительно древних гидротермальных системах, возраст которых исчисляется сотнями тысяч лет (Паратунская и Больше-Банная гидротермальные системы). А второй тип режима с активным водообменом присущ наиболее высокотемпературным и наиболее молодым гидротермальным системам – Паужетской и, возможно, Кошелевской (возраст до 10–20 тыс. лет).

На основе изложенных положений рассмотрим вероятную эволюцию гидродинамической зональности с момента зарождения гидротермальной системы. После прорыва в водонапорную структуру эндогенного теплоносителя¹ и образования очага разгрузки или контура стока термальных вод

¹ Схема формирования гидротермальной системы принята в соответствии с концепцией В.В. Аверьяева (1966).

Расчетные параметры термовмещающих пород				Действительная скорость движения гидротерм U , м/сут м/год км/год	Приведенное время водообмена гидротерм, T , год/м год/км
K_m , м ² /сут	K_F , м/сут	n_q , доли единиц	a , м ² /сут		
230	9,0	0,07–0,09	$1,2 \cdot 10^6$	$0,17\text{--}8,0$ $60\text{--}2920$ $0,06\text{--}2,9$ $4,20\text{--}17,15$ $1530\text{--}6470$ $1,50\text{--}6,50$	$0,0003\text{--}0,014$ $0,3\text{--}14$ $0,00014\text{--}0,0006$ $0,14\text{--}0,6$ $0,002\text{--}0,01$ $2,0\text{--}10,0$
250	12,6	0,08–0,12	$6,7 \cdot 10^4$		
490	2,4	0,12–0,15	$7,3 \cdot 10^5$	$0,27\text{--}1,60$ $100\text{--}580$ $0,1\text{--}0,6$	

n_q — динамической пористости; a — пьезопроводности.

нормальная гидродинамическая зональность, существовавшая до этого, оказывается нарушенной благодаря появлению глубинной зоны интенсивного водообмена (рис. 1, а).

На самом раннем этапе развития гидротермальной системы ускоренное движение термальных вод связано в основном с локальным повышением внутрикорового давления, возникшим в результате инъекции высоконапорного флюида, и с изменением термодинамических и фильтрационных свойств воды. В этот период зона интенсивного водообмена термальных вод в смысле водного питания существует без какой-либо явной и непосредственной связи с поверхностью. По прошествии определенного времени движение гидротерм начинает зависеть от градиентов пластового давления в глубоких горизонтах гидрогеологической структуры. Расходная часть термальных потоков в это время обеспечивается за счет мобилизации вод, насыщающих нижнюю зону дренирования гидрогеологической структуры, и водной массы флюида; при достаточном оттоке, усиленном благодаря термоартезианскому напору и парлифту, образуется своеобразная внутрикоровая система дренирования, характеризующаяся квазистационарным режимом.

Возможны такие случаи, когда эндогенный флюид будет иметь более или менее свободный доступ к очагу разгрузки и при значительных порциях его поступления сам сможет обеспечить значительную долю расходной части термального потока. Зона интенсивного водообмена такого типа, вероятно, сформировалась в кальдере Узон, где по данным Г.Ф. Пилипенко (1973) доля глубинных вод в составе современных гидротерм достигает 50% и более.

Ранний этап развития глубинной зоны интенсивного водообмена гидро-

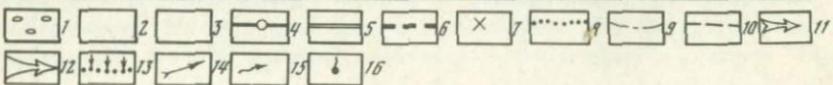
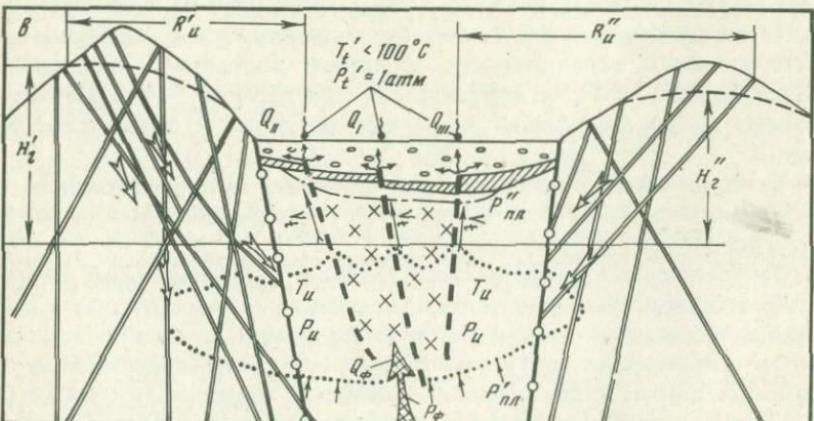
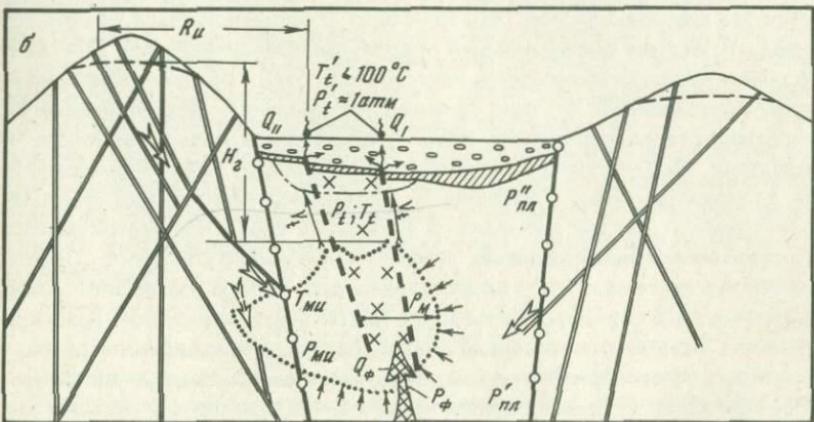
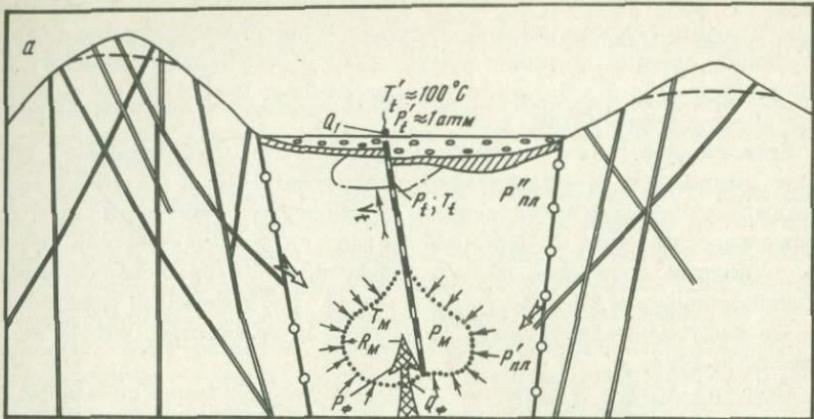
терм — этап преимущественно активного водообмена. Внешние факторы проявляются в гидродинамическом режиме зон лишь в той мере, в какой они вообще отражаются на инфильтрационных либо седиментационных водах глубокого залегания, привлекаемых гидротермами. Сезонность режима в таких зонах может только намечаться либо не проявляться вообще. Предполагаемые взаимоотношения Р—Т условий гидрогеологической структуры и новой гидродинамической зоны показаны на рис. 1, а.

По мере развития гидротермальной системы, происходящего при непрерывном поступлении тепла, с появлением новых очагов разгрузки и усилением оттока из системы внутрикоровая депрессия постепенно увеличивается. Зона влияния термального потока растет и, наконец, достигает тех участков гидрогеологической структуры, которые благодаря глубоко проникающим водопроводящим тектоническим нарушениям обеспечили

Рис. 1. Принципиальная схема эволюции гидродинамической зональности и водного питания гидротермальной системы (составил Ю.Ф. Манухин)

а — Этап зоны интенсивного активного водообмена (мобилизационный); $Q_{\phi} \leq Q_1$; $P_{\phi} > P'_{пл}$; $P_m < P'_{пл}$; $P_m \rightarrow P'_{пл}$; $R_m \rightarrow R_p$; $T_m \geq 100^{\circ}\text{C}$; $P_t > P''_{пл}$; $T_t > 100^{\circ}\text{C}$; $V_t = K_{grad} P_m$; б — переходный этап от зоны активного к зоне свободного водообмена; $Q_{\phi} < Q_1 + Q_{II}$; $P_{\phi} > P'_{пл}$; $P_{ми} \leq P_{пл}$; $P_{ми} \rightarrow H_r$; $R_m \rightarrow O$; $T_{ми} > 100^{\circ}\text{C}$; $P_t > P''_{пл}$; $T_t \leq 100^{\circ}\text{C}$; $R_i \rightarrow R_p$ при $H = \text{const}$; $v = K_{grad} (P_m + H_r)$; в — этап зоны интенсивного свободного водообмена (инфилтратационный); $Q_{\phi} \ll Q_1 + Q_{II} + Q_{III}$; $P_{\phi} > P'_{пл}$; $P_i \geq P'_{пл}$; $P_i \approx H_r$; $R_m \approx 0$; $100^{\circ}\text{C} \leq T_i \leq 100^{\circ}\text{C}$; $R_i \approx R_p$ при $H = \text{const}$; $v_t = K_{grad} (H_r)$; 1 — водоносный горизонт рыхлых четвертичных отложений; 2 — относительный водоупор; 3 — водоносный комплекс вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных пород мелового-четвертичного возраста; 4 — шовные тектонические нарушения, ограничивающие отрицательную гидрогеологическую структуру; 5 — тектонические нарушения в области фильтрации с повышенной водопроводимостью; 6 — тектонические нарушения, контролирующие область циркуляции термальных вод; 7 — блоки пород с повышенной тектонической проницаемостью; 8 — область смешения эндогенного флюида с мететорными водами; 9 — область растекания термальных вод под относительным водоупором; 10 — уровень подземных вод со свободной поверхностью; 11 — направление движения инфильтрационных вод; 12 — направление движения эндогенного флюида; 13 — направление движения подземных вод в зоне влияния внутрикорового очага дренирования; 14 — направление движения термальных вод в нижних этажах гидрогеологической структуры; 15 — направление движения термальных вод в рыхлой толще; 16 — выходы термальных вод на поверхность.

Q_{ϕ} — расход эндогенного флюида; Q_1, Q_{II}, Q_{III} — расход термальных вод соответственно в первом, втором, третьем очагах разгрузки; P_{ϕ} — давление эндогенного флюида; P_m — давление в области мобилизации; $P_{пл}$ — пластовое давление на уровне зоны мобилизации; P_t — давление в потоке термальных вод; $P''_{пл}$ — пластовое давление на уровне P_{ϕ} ; $P'_{пл}$ — пластовое давление на уровне P_t ; $P_{ми}$ — давление в мобилизационно-инфилтратационной области; H_r — гидростатический напор (рис. 1, б); H_r', H_r'' — гидростатический напор (рис. 1, в); T — температура термальных вод в области смешения при мобилизационном режиме питания; $T_{ми}$ — температура термальных вод в области смешения с флюидом при мобилизационно-инфилтратационном режиме питания; T_i — температура термальных вод в области смешения с флюидом при инфильтрационном режиме питания; T' — температура термальных вод на глубине; T'_t — температура термальных вод в очаге разгрузки; R — радиус области мобилизации; R_p — приведенный радиус питания; R_i, R_i', R_{II}' — радиусы инфильтрационного питания; K_{ϕ} — коэффициент фильтрации; V_t — скорость фильтрации термальных вод



себе свободную связь с поверхностью. Этот момент является весьма важным в жизни гидротермальной системы: с него начинается перерождение глубинной зоны интенсивного или весьма интенсивного активного водообмена в зону с в о б о д н о г о водообмена (рис. 1, б), которая в зрелом виде показана на рис. 1, в

Естественное развитие внутрикоровых систем дренирования идет по пути ликвидации дополнительных сопротивлений, в развитой системе энергетические издержки сведены к минимуму. Поэтому старые связи термальных потоков с глубокими водами гидрогеологической структуры с водами древними, область циркуляции которых имеет меньшую водопроводимость в сравнении с участками тектонической трещиноватости, захваченными депрессией, постепенно утрачиваются, хотя и не исчезают полностью.

Получив доступ к области питания, непосредственно связанной с поверхностью, гидротермальная система включается в общий цикл гидро-геологического и даже климатического (Ходьков, Валукоnis, 1968) круговорота подземных вод. Это приводит к перечисленным ниже последствиям: 1) водная составляющая гидротерм омолаживается, 2) существенно меняется ее химический и изотопный состав, 3) минерализация гидротерм уменьшается, 4) как правило, ухудшаются термодинамические и фильтрационные параметры воды (температура падает, вязкость увеличивается). Но, несмотря на изменения вязкости, гидротермальная система становится более динамичной, поскольку приобретает дополнительный градиент гидростатического напора за счет гипсометрически высоко расположенных областей инфильтрационного питания. Повышение давления в системе за счет гидростатического напора позволяет сохранять старые и в ряде случаев образовывать новые очаги разгрузки даже при погребении системы относительно старого базиса дренирования. Пример — Паратунская гидротермальная система. Тепловой баланс в системе (привнос—вынос тепла) может остаться тем же, что и на ранней стадии.

Поздние этапы развития (отмирание высокотемпературной гидротермальной системы) связаны либо с уменьшением привноса тепла в систему при достигнутой интенсивности свободного водообмена, либо с окончательным задавливанием гидротерм холодными инфильтрационными водами, либо со структурной перестройкой — кольматацией основных путей фильтрации в системе, включая и флюидоподводящие пути.

В первом и последнем случаях глубинная зона интенсивного водообмена отмирает, во-втором, вероятно, перерождается в зону интенсивного водообмена холодных вод.

Таким образом, представляется важным в терминологии, связанную с теорией гидротермального процесса, ввести понятие о "стадии (этапе) гидродинамической зрелости гидротермальных систем". Естественно, что в современную эпоху гидротермальные системы достигли в своем развитии разных стадий гидродинамической зрелости. Но при достигнутой изученности уже сейчас в первом приближении можно наметить ряд некоторых гидротермальных систем Камчатки (от гидродинамически зрелых к незрелым), характеризующихся вполне определенными

температурами на глубине от первых сотен метров до 1,5 км: Начкинская (до 84°C), Малкинская (до 89°C), Паратунская (до 106°C), Больше-Банная (до 171°C), Паужетская (до 210°C), Нижнекошелевская (до 253°C).

Из представлений о существовании этапов гидродинамической зрелости гидротермальных систем следует, что условия водного питания в разных системах могут принципиально отличаться.

Водная масса гидротерм на раннем ("мобилизационном") этапе развития гидротермальной системы формируется в основном за счет восходящего потока эндогенного флюида и латерального потока вод глубокого залегания, циркулирующих в отрицательной гидрогеологической структуре. В зрелых гидротермальных системах, достигнувших "инфилтратационного" этапа развития, главное положение в водном питании приобретают нисходящие молодые воды инфильтрационного происхождения. Отсюда напрашивается вывод, что при оценке прогнозных эксплуатационных ресурсов подход к прогнозу должен быть разным.

Возможность применения метода гидродинамической аналогии для прогноза водных ресурсов гидротермальных систем на мобилизационном этапе их развития вызывает сомнение, поскольку мы не можем с уверенностью допустить сходство режимов циркуляции гидротерм и граничных условий на сравниваемых объектах.

Если же инфильтрационный этап гидродинамической зрелости на изученном и прогнозируемом объектах доказан, то в этом случае поиски приемлемого способа гидродинамических расчетов для ориентировочной оценки эксплуатационных ресурсов слабо изученного объекта всегда целесообразны.

Л и т е р а т у р а

- Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В кн.: Современный вулканализм. М.: Наука, 1966, т. I, с. 118—128.
- Вакин Е.А., Сугробов В.М. Гидрогеологические особенности вулканических структур и современных гидротермальных систем. — В кн.: Гидрогеология СССР: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1974, т. XXIX, 177 с.
- Игнатович Н.К. О закономерностях распределения и формирования подземных вод. — Докл. АН, 1944, т. 45, № 3,
- Манухин Ю.Ф. О зонах водообмена геотермальных районов Камчатки. — В кн.: Вулканализм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 219—225.
- Манухин Ю.Ф. Температурные параметры гидротермальных систем на разных этапах их гидродинамического развития. — В кн.: Науч.-техн. совещ. по геотермическим методам исследований в гидрогеологии: тезисы. М.: Наука, 1975.
- Пилипенко Г.Ф. Парогидротермы кальдеры Узон как пример разгрузки высокотемпературной гидротермальной системы. Автореф. канд. дис. М., 1973, 28 с.
- Сугробов В.М. Паужетские гидротермы Камчатки как пример высокотемпературной водонапорной системы. — В кн.: Гидрогеотермические условия верхних частей земной коры. М.: Наука, 1964, с. 72—86.
- Ходьков А.Е., Валукоnis Г.Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968.

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ И ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ С ПОМОЩЬЮ ЭВМ

Использование геотермических ресурсов, изучение процессов формирования теплового режима гидротермальных систем требует всестороннего исследования процессов теплопереноса, происходящих в этих системах.

Как показано в работах многих советских и зарубежных ученых, основную роль в формировании теплового режима гидротермальных систем играют процессы конвективного теплопереноса подземными водами (Макаренко, 1948; Аверьев, 1966; White, 1957; Огильви, 1959). Изучение этих процессов может быть выполнено с помощью теории теплопроводности.

Нами рассматривается только гидрофизическая зона полного водоносления, охватывающая почти всю литосферу. Верхняя граница зоны контактирует с зоной аэрации (и поверхностными водами).

В этой гидрофизической зоне основную роль в процессах переноса тепла и вещества играют механизмы кондукции (молекулярной диффузии) и конвективного тепло- и массопереноса в системе вода—порода. Основной формой движения здесь является фильтрация. В общем виде математическая модель трехмерного нестационарного тепло- и массопереноса в гидрогеотермальной системе может быть описана системой следующих уравнений: 1) фильтрации, 2) конвективно-кондуктивного теплопереноса, 3) молекулярно-конвективной диффузии с фазовыми переходами. Процессы в неоднородных средах при соответствующих граничных и начальных условиях, характеризующих распределение напоров, температур и концентраций компонентов в рассматриваемой гидрогеотермической системе в нулевой момент времени и на ее границах, описываются следующими уравнениями (Щелкачев, Лапук, 1949; Бочевер и др., 1969; Лялько и др., 1967, 1970; Смирнов, 1971).

а) фильтрация

$$\operatorname{div}(K \operatorname{grad} H) + \epsilon = \beta \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (1)$$

б) теплоперенос

$$\operatorname{div}(\lambda \operatorname{grad} U) - \operatorname{div}(c \rho \bar{V} U) - \operatorname{div}(c \rho \bar{V} P) = c_n \rho_n \frac{\partial U}{\partial t}, \quad (2)$$

в) массоперенос

$$\operatorname{div}(D_i \operatorname{grad} C_j) - \operatorname{div}(\bar{V} c) = n \frac{\partial C_i}{\partial t} + \frac{\partial N_i}{\partial t}, \quad (3)$$

где t — время; H — приведенный напор; K — коэффициент фильтрации водосодержащих пород; β — упругоемкость водосодержащих пород; U — температура водосодержащей породы; P — давление; c — усредненный

коэффициент Джоуля—Томпсона; ϵ — плотность источников флюида; λ — эффективный коэффициент теплопроводности в системе вода—порода; c_p, ρ_p и c, ρ — теплоемкость и плотность водосодержащих горных пород и подземных вод соответственно; V — скорость фильтрации подземных вод; C_i, N_i — массовые концентрации i -го компонента в жидкой (на единицу объема раствора) и твердой (на единицу объема пористой среды) фазах; l — активная пористость; D_i — коэффициент дисперсии i -го компонента.

В общем виде система уравнений (1) — (3) аналитически неразрешима. При введении ряда упрощающих предпосылок можно получить решения (аналитические и с применением ЭВМ) для частных случаев некоторых задач тепло- и массопереноса.

Возникает два типа задач: задачи прямые — определение температурного или теплового поля по заданному распределению теплофизических характеристик среды и скоростей фильтрации при известных условиях на границах области; задачи обратные — определение теплофизических параметров среды, скоростей фильтрации или граничных условий по заданному полю температур или тепловых потоков.

В некоторых простейших случаях трехмерная модель теплопереноса в недрах может быть заменена двумерной.

Процессы теплопереноса в гидротермальной системе могут быть представлены в виде следующих типов схем: одномерный теплоперенос конвекцией и кондукцией по горизонтальному или наклонному водоносному пласту, по слабопроницаемому пласту, разделяющему водоносные горизонты при постоянной скорости фильтрации; двумерный теплоперенос с произвольным распределением параметров.

Аналитические решения одномерных стационарных задач позволяют оценить влияние различных параметров, и в частности, фильтрации подземных вод на тепловой режим гидротермальной системы (Кутас, Лялько, Митник, 1967; Лялько, Митник, Ткаченко, 1972; Митник, 1975).

Решение двумерного теплопереноса может быть использовано для исследования плановой и профильной задач.

При решении плановой задачи стационарного теплопереноса предлагается метод теплобалансовых расчетов для ячеек гидродинамической сетки. Такой подход позволяет довольно просто получить предельные оценки влияния прогнозных гидродинамических условий на тепловой режим системы (Лялько, Митник, Ткаченко, 1967; Лялько, 1970).

Рассмотрим моделирование процессов фильтрации и теплопереноса в пластовых гидрогеотермальных системах, предполагая, что гидродинамические параметры не зависят существенно от изменения температуры.

При схематизации природных условий пластовых гидрогеотермических систем исходим из двух предпосылок, обоснованных работами многих исследователей (Мятиев, 1948; Гиринский, 1947; Огильви, 1959; и др.).

1. Фильтрация воды в водоносных пластах может рассматриваться как двумерная в горизонтальной плоскости, а в ограничивающих их слабопроницаемых пластах — как одномерная в вертикальной плоскости.

2. Теплоперенос осуществляется конвективно-кондуктивным путем

как двумерный в водоносных пластах и как одномерный в слабопроницаемых пластах (в вертикальной плоскости).

Как известно, природные гидротермальные системы характеризуются неоднородностью фильтрационных и тепловых свойств, наличием перетоков между водоносными пластами и сложными контурами своих границ. Поэтому прогнозирование или палеореконструкция процессов теплопереноса в таких системах сводится к решению конечно-разностным методом с использованием ЭВМ двух двумерных дифференциальных уравнений в частных производных параболического типа (фильтрационного и теплового при соответствующих граничных и начальных условиях).

При решении задач фильтрации и теплопереноса в пластовых гидротермальных системах целесообразно придерживаться следующей этапности выполнения работ (Лялько, 1974).

1. Предварительный этап — решение обратных задач фильтрации и теплопереноса для получения картины распределения регионально откорректированных водопроводимостей, теплопроводностей и перетоков в системе в естественных условиях, поскольку достоверность решения прямых задач теплопереноса обусловливается точностью исходящих данных, полученных на предварительном этапе.

Методика решения указанных обратных задач с использованием балансовых расчетов по ячейкам гидродинамической сетки изложена в работах В.И. Лялько, М.М. Митника, В.Г. Ткаченко (1967); В.И. Лялько (1974).

2. Основной этап — решение прямых задач фильтрации и теплопереноса в системе для прогнозирования в измененном масштабе времени соответствующих процессов в будущем или прошедшем (палеореконструкция) времени.

Процессы двумерного нестационарного теплопереноса исследуются в Институте геологических наук АН УССР с помощью специальной программы решения системы уравнений фильтрации и теплопереноса, составленной на языке ФОРТРАН для ЭЦВМ БЭСМ-6 (Лялько, Митник, Ткаченко, 1967; Лялько, 1974; Лукович и др., 1974).

Программа предусматривает на каждом временном шаге решение задачи фильтрации и передачу полученных данных для решения задачи теплопереноса, позволяет рассмотреть процесс теплопереноса в постоянной связи с изменяющимся процессом фильтрации и учсть влияние эксплуатации.

Рассмотрим в качестве типового примера следующую задачу: в плоскости D (водоносном пласте) с границей Γ имеется N скважин (проводящих разломов). N_1 — из них определяется заданным напором, N_2 — заданным расходом: $N = N_1 + N_2$. Пласт гидравлически связан стационарными перетоками с выше- и нижерасположенными пластами и, кроме этого, прогревается снизу стационарным геотермическим потоком. Нужно прежде найти функцию распределения напора $H(x, y, t)$, удовлетворяющую условиям (4) — (7), и в конечном счете функцию распределения температуры, удовлетворяющую условиям (8) — (9):

а) фильтрация

$$\beta m \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} (T \frac{\partial H}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (T \frac{\partial H}{\partial y}) + W + \sum_{i=1}^{N_2} \int_Q \delta (M - M_i) dS, \quad (4)$$

начальные условия

$$H|_{t=0} = H_0(x, y), \quad (5)$$

Условия на внешней границе

$$\left(\alpha \frac{\partial H}{\partial n} + \gamma H \right)_r = \psi, \quad (6)$$

Условия на скважинах (проводящих разломах) по напору

$$H|_{M_j} = H_j(M_j), \quad j = 1, 2, \dots, N_1; \quad (7)$$

б) теплоперенос

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda m \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda m \frac{\partial U}{\partial y} \right) + cpT \left(\frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial U}{\partial y} \right) - \\ & - cpU \left\{ \sum_{i=1}^{N_2} \int_S Q \delta(M - M_i) dS - \beta m \frac{\partial H}{\partial t} + V_1 \frac{\exp \left[\frac{cpV_1}{\lambda_1} (z_1 - z_0) \right]}{\exp \left[\frac{cpV_1}{\lambda} (z_1 - z_2) \right] - 1} \right\} + \\ & + cpV_1 U_0 \frac{\exp \left[\frac{cpV_1}{\lambda} (z_1 - z_0) \right]}{\exp \left[\frac{cpV_1}{\lambda_1} (z_1 - z_0) \right] - 1} - g \exp \left[\frac{cpV_2}{\lambda_2} (z_2 - z_3) \right] + \\ & + mA = mc_n \rho_n \frac{\partial U}{\partial t}, \end{aligned} \quad (8)$$

$$U|_{t=0} = U^*(x, y), \quad \left(\alpha_1 \frac{\partial U}{\partial n} + \gamma_1 U \right) = \psi_1, \quad (9)$$

где x, y, z — декартовы координаты; β, m — упругоемкость и мощность водоносного пласта; $T = kt$ — водопроводимость водоносного пласта; $W = V_1 + V_2$ — балансовая величина перетекания в водоносном пласте; V_1 и V_2 — скорости протекания соответственно через кровлю и подошву водоносного пласта; Q_i — расход на i -й скважине; M_i — точка, где расположена скважина из группы N_2 ; $\delta(M - M_1)$ — двумерная δ -функция Дирака; λ_1 и λ_2 — коэффициент теплопроводности вышележащих и нижележащих пород; U_0 — температура на координате; z_0, z_1 и z_2 — координаты кровли и подошвы водоносного пласта; z_3 — координата определения кондуктивного теплового потока q ; A — плотность источников тепла; остальные обозначения те же, что и в уравнениях (1) — (3).

Задачи (4) — (7) и (8) — (9) могут быть решены с помощью локально-одномерного метода (Самарский, 1971). Для этого введем сетку (D)

с переменными шагами h_i , h_k и непрерывным оператором в уравнениях (4) – (9) поставим в соответствие конечно-разностные операторы (Λ) .

Тогда решение задачи (4) – (7) заменяется решением задачи

$$\beta m \frac{\partial U_{i,k}}{\partial t} = \Lambda_x H_{i,k} + \Lambda_y H_{i,k} + W_{i,k}^*,$$

$$\alpha_s \frac{H_{(i,k)s-1} - H_{(i,k)s}}{h_s} + \gamma_s H_{(i,k)s} = \psi, \quad (10)$$

$$H_{i,k}^0 = H_0(x_i, y_k),$$

где s – граничная точка; $s = x_0$ или $s = x_{N'}$ если граничное условие задано по горизонтали; $s = y_0$ или $s = y_{N'}$ если граничное условие задано по вертикали; $s = 1$ – предконтурная точка

$$W_{i,k}^* = W_{i,k} + \frac{4Q_{i,k}}{(h_{i+1} + h_i)(h_{k+1} + h_k)}$$

на скважинах с заданным расходом жидкости; $W_{i,k}^* = W_{i,k}$ – вне скважины.

Аналогично решение задачи (8) – (9) заменяется решением задачи

$$mc_n \rho_n \frac{\partial U_{i,k}}{\partial t} = \Lambda_x U_{i,k} + \Lambda_y U_{i,k} + cp(\Lambda_{1x} H_{i,k} U_{i,k} + \Lambda_{1y} H_{i,k} \Lambda_{2y} U_{i,k}) + \\ + cp U_{i,k} (\beta m \frac{\partial H_{i,k}}{\partial t} + V_{1i,k}^*) + cp U_0 V_{1i,k} + A_{i,k},$$

$$\alpha_{is} \frac{U_{(i,k)s+1} - U_{(i,k)s}}{h_s} + \gamma_{1s} U_{(i,k)s} = \psi_{is}, U_{ik}^0 = U_0(x_i, y_k). \quad (11)$$

Уравнения (10), (11) с учетом изменения пары индексов и по всем узлам сеточной области Δ составляют полную систему для нахождения неизвестных $H_{i,k}$ и $U_{i,k}$. При этом система (10) решается независимо, а система (11) зависит от решения системы (10).

Для нахождения $H_{i,k}^{j+1}$ и $U_{i,k}^{j+1}$ по $H_{i,k}^j$ и $U_{i,k}^j$ воспользуемся явно-неявной схемой расчета (Самарский, 1971), устойчивой и имеющей порядок аппроксимации не ниже первого, находя значение H и U поочередно на каждом столбце (строчке) путем решения систем одномерных уравнений методом прогонки.

Как показали работы З.М. Шпорюк (1975), применение явно-неявной схемы переменных направлений для решения задач теплопереноса и фильтрации связано с трудностями при выборе шага по времени, так

как эта схема при граничных условиях, изменяющихся по времени, не является безусловно устойчивой.

Для обеспечения устойчивости решения достаточно выполнения следующих условий (Шортюк, 1975) :

$$\max \left\{ \max_k \max_i \frac{T_{i+1} + \frac{1}{2}, k + T_{i-1} - \frac{1}{2}, k}{2\beta m_{i,k}} \frac{\tau}{h_x^2}, \right. \\ \left. \max_i \max_k \frac{T_{k+1} + \frac{1}{2} + T_{k-1} - \frac{1}{2}}{2\beta m_{i,k}} \frac{\tau}{h_y^2} \right\} \leq 1, \quad (12)$$

$$h_x \leq \min_k \min_i \frac{2(\lambda m)_{i+1/2,k}}{c\rho T_{i+1/2,k} - B_1},$$

$$h_y \leq \min_i \min_k \frac{2(\lambda m)_{i,k+1/2}}{c\rho T_{i,k+1/2} - B_2}; \quad (13)$$

$$\tau \leq \min \left\{ \min_k \min_i \frac{2(m c_n \rho_n)_{i,k}}{\frac{(\lambda m)_{i+1/2,k} + (\lambda m)_{i-1/2,k}}{h_x^2} + \frac{c\rho B_1}{h_x} \left| T_{i+1/2,k} - T_{i-1/2,k} \right|}, \right. \\ \left. \min_k \min_i \frac{2(m c_n \rho_n)_{i,k}}{\frac{(\lambda m)_{i,k+1/2} + (\lambda m)_{i,k-1/2}}{h_y^2} + \frac{c\rho B_2}{h_y} \left| T_{i,k+1/2} - T_{i,k-1/2} \right|} \right\}; \quad (14)$$

$$\tau \leq \min_{i,k} \frac{(m c_n \rho_n)_{i,k}}{0.5 c \rho (B_3 - \varphi)}, \quad (15)$$

где

$$\varphi = \sum_{1,s}^{N_2} Q \delta (M - M_i) dS + V_1 \frac{\exp [c \rho V_1 / \lambda_1 (z_1 - z_0)]}{\exp [c \rho V_1 / \lambda_1 (z_1 - z_0)] - 1};$$

B_1, B_2, B_3 — константы, удовлетворяющие в данной области условиям

$$\left| \frac{\partial H}{\partial x} \right| \leq B_1, \quad \left| \frac{\partial H}{\partial y} \right| \leq B_2, \quad \left| \frac{\partial H}{\partial t} \right| \leq B_3.$$

Очевидно, что для решения таких задач целесообразно применять модификацию локально-одномерного метода А.А. Самарского, используя только неявные однородные разностные схемы, которые являются безусловно устойчивыми.

По изложенной методике составлена программа решения плановых задач теплопереноса на языке ФОРТРАН для ЭВМ БЭСМ-6, позволяющая иметь число расчетных узлов до 2000. Решения тестовых задач показали удовлетворительную точность расчетов.

Эта программа использована, в частности, для расчета эксплуатационных запасов термальных вод в артезианских бассейнах Украины (Лялько, 1974).

Описанная модель может быть использована при исследовании процессов теплопереноса в гидротермальных системах с учетом изменяющихся условий движения подземных вод.

Л и т е р а т у р а

- Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с математической деятельностью. — В кн.: Современный вулканализм, М.: Наука, 1966, т. I, с. 118–128.
- Бочевер и др. Основы гидрогеологических расчетов. М.: Недра, 1969, 367 с.
- Гиринский Н.К. Некоторые вопросы динамики подземных вод. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Госгеолиздат, 1947, № 9, с. 3–10.
- Кутас Р.И., Лялько В.И., Митник М.М. Влияние гидрогеологических факторов на результаты геотермических измерений. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1967, т. 5, вып. 12 (на укр. яз.), с. 1077–1080.
- Лукович В.В., Лялько В.И., Митник М.М., Ткаченко В.Г. Решение задач планового тепломассопереноса в подземных водах с помощью ЭЦВМ. — Гидромеханика, 1974, вып. 28.
- Лялько В.И. Перспективы глубинного теплоотбора в Украинской ССР. — В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения, Киев: Наукова думка, 1970, с. 222–236.
- Лялько В.И. Методы расчета тепло- и массопереноса в земной коре. Киев: Наукова думка, 1974, 129 с.
- Лялько В.И., Митник М.М., Ткаченко В.Г. О методике расчета запасов термальных вод с применением электромоделирования. — Геол. журнал, 1967, т. XXVII, вып. 6 (на укр. яз.), с. 29–39.
- Лялько В.И., Митник М.М., Ткаченко В.Г. Оценка теплопереноса в зоне затрудненного водообмена. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972, с. 105–110.
- Лялько В.И., Митник М.М., Ткаченко В.Г. Об одной математической модели процесса гидротермального рудообразования. — В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения. Киев: Наукова думка, 1970, с. 237–250.
- Макаренко Ф.А. Геотермические условия в районе Кавказских минеральных вод. — Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1948, вып. 1, с. 171–211.
- Митник М.М. Влияние движения подземных вод на распределение тепловых потоков в земной коре. — В кн.: Научно-техническое совещание по геотермическим методам исследований в гидрогеологии. М.: ВСЕГИНГЕО, 1975, с. 55–57.
- Мятвеев А.Н. Напорный комплекс подземных вод и колодцы. — Изв. АН СССР, ОТН, 1948, № 31, с. 1069–1088.
- Огильви Н.А. Вопросы теории геотермальных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, М.: Изд-во АН СССР, 1959, т. I, с. 53–85.
- Самарский А.А. Введение в теорию разностных схем. М.: Наука, 1971. 552 с.
- Смирнов С.И. Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов. М.: Недра, 1971, 215 с.

Шпорюк З.М. Об устойчивости разностных схем при решении на ЭВМ задач подземного теплопереноса. — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии и рудообразования. Киев: Наукова думка, 1975, с. 160—165.

Щелкачев В.Н., Лапук Б.Б. Подземная гидравлика. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1949, 522 с.

White D.E. Thermal water of volcanic origin. — Bull. Geol. Soc. Am., 1957, Vol. 68, N 12, p. 1637—1658.

В. С. Голубев, Л. В. Милова, В. Н. Шарапов

Институт геологии и геофизики СО АН СССР

ДИНАМИКА ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ГРАНИЦЫ ПАРООБРАЗОВАНИЯ В ПЛАСТЕ ПРИ ПОСТОЯННОЙ И ПЕРЕМЕННОЙ СКОРОСТЯХ ФИЛЬТРАЦИИ ПЕРЕГРЕТОЙ ВОДЫ

Решение и анализ задач поведения температурных полей в гетерогенных средах (водно- и нефтенасыщенных пластах и т.д.) связаны с двумя направлениями исследований при описании перемещения границ в системе и динамике температур.

1. Исследование вопросов, связанных с нестационарными условиями в рассматриваемых средах, протекающими без изменения фазового состояния слагающих их компонентов. Например, вопрос о формировании температурных полей в нефтяном пласте при его заводнении в области температур, не приводящих к испарению или конденсации пластовых жидкостей.

2. Изучение процессов, которые сопровождаются изменением фазового состояния пластовых жидкостей. Математическое описание таких процессов требует решения задачи Стефана, описывающей температурные поля в областях с неизвестными границами раздела фаз.

Предлагаемая работа посвящена изучению динамики теплообмена при наличии подвижных границ фазовых превращений во флюиде.

Это представляет интерес для установления условий формирования некоторых типов месторождений термальных вод и рудных концентраций в приповерхностных гидротермальных месторождениях (Смирнов, 1969). В этой работе авторы несколько развиваются полученные результаты (Голубев, Шарапов, 1974). Количественное обобщенное описание явлений парообразования и конденсации в недрах систем сопряжено с рядом трудностей. В качестве первого шага такого анализа мы рассмотрели два частных предельных случая (Варгафтик, 1972; Веригин и др., 1974; Веригин, Голубев, 1975; Вукалович, 1958; Лапухов, 1975; Набоко, 1963; Овчинников, 1968; Паужетские..., 1965; Стырикович, Хайбулин, 1967; White et al., 1971): определение динамики перемещения фазовой границы при постоянной скорости фильтрации жидкости и перемещение фазовой границы в системе при постоянном давлении в "источнике" ("резервуаре"), где генерируется гидротермальный раствор.

Полученные результаты позволяют существенно развить известные ка-

чественные термодинамические представления о динамике переноса тепла и массы в приповерхностных гидротермальных системах. В "жизни" каждой гидротермальной системы должен существовать этап, когда в ней реализовались максимально возможные значения интенсивных параметров состояния. Собственно по такому этапу и определяются (классифицируются) гидротермальные образования, а также термальные системы. С определенной долей условности указанные выше случаи могут считаться моделями этих состояний. На рис. 1 графически изображены начальные

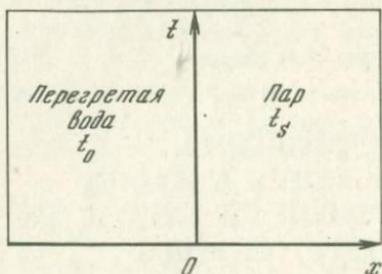


Рис. 1. Одномерная модель процесса.
Начальное состояние

$$U \text{ const} \quad t' \mid 0 \quad t_0 > t_s$$

состояния в рассматриваемой одномерной модели процесса. Поровое пространство горных пород в начальный момент времени в области $x < 0$ занимает вода, в области $x > 0$ — насыщенный пар; t_s — температура насыщенного пара; t_0 — температура перегретой воды. Горячая вода начинает с постоянной скоростью фильтроваться по направлению оси x , вытесняя пар. Требуется определить распределение температуры в воде (t) и паре (t'), а также положение границы парообразования Γ (τ) в любой момент времени¹.

Приводим систему дифференциальных уравнений, описывающих эту модель, и граничные условия, принятые при решении задачи, которые имеют вид

$$\frac{b_1}{1} \frac{\partial t}{\partial \tau} = -b_1 u \frac{\partial t}{\partial x} + \kappa \lambda_{jk} \frac{\partial^2 t}{\partial x^2} - \gamma S_v (t - \theta); \quad (-\infty < x < l) \quad (1)$$

$$\frac{b_2}{2} \frac{\partial \theta}{\partial \tau} = (1 - \kappa) \lambda_p \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \gamma S_v (t - \theta); \quad (-\infty < x < l) \quad (2)$$

$$P(x, \tau) = P_s, \quad t'(x, \tau) = t_s = \varphi(P_s), \quad l < x < \infty,$$

$$t(x, 0) = t(-\infty, \tau) = t_0, \quad t(l, \tau) = t^* = \text{const},$$

где: $\varphi(P_s)$ — уравнение равновесного состояния пар-жидкость; γ — коэффициент теплопередачи; $b_1 = \kappa \rho_j c_j$; $b_2 = (1 - \kappa) \rho_p c_p$; λ — коэффициент теплопроводности; S_v — удельная поверхность; θ — температура породы.

¹ Буферным слоем пароводяной смеси между паровой и водяной зонами пренебрегаем. Уравнения фильтрации и теплопроводности принимаются в линеаризованном виде.

Параметры пара и воды, принятые в расчетах согласно работам Варгафтика (1972),
Вукаловича (1958), на линии насыщения для случая $u = \text{const}$

$t_s, ^\circ\text{C}$	$L, \text{ ккал/кг}$	$c_{sf}, \text{ ккал/кг}\cdot^\circ\text{C}$	$\rho_\phi, \text{ кг/м}^3$	$\lambda_\phi, \text{ ккал/м}\cdot^\circ\text{C}$	$t_0, ^\circ\text{C}$	$c_{sj}, \text{ ккал/кг}\cdot^\circ\text{C}$	$\rho_j, \text{ кг/м}^3$	$\lambda_j, \text{ ккал/м}\cdot^\circ\text{C}$
150	505	1,032	2,55	0,6	160	1,033	810	0,62
					180	1,034	805	0,62
					200	1,035	804	0,62
200	464	1,176	7,86	0,6	210	1,177	804	0,6
					230	1,178	803	0,6
					250	1,18	800	0,6
250	410	1,128	19,6	0,6	260	1,127	800	0,57
					280	1,128	750	0,57
					300	1,13	714	0,57

Примечание. t_s — температура насыщенного пара; t_0 — температура перегретой воды; c_{sj} , c_{sf} — теплоемкость жидкости и пара; ρ_j , ρ_ϕ — их плотности; L — теплота парообразования; λ — коэффициент теплопроводности.

Распределение температуры в жидкости, а также уравнение движения границы парообразования имеют вид

$$t = A \operatorname{erfc} \left(\frac{x - vt}{2\sqrt{at}} \right) + B,$$

$$l(\tau) = vt + 2\beta\sqrt{at}.$$

Эти решения были численно реализованы серией программ для ЭВМ М-222. При расчетах использовались значения параметров для воды и пара, приведенные в таблице 1. Полученные результаты дали возможность сделать интересные выводы и заключения.

Результаты расчетов и их обсуждение

Решение этой задачи позволило исследовать условия максимально быстрого вытеснения паровой зоны в системе, после того как она возникла по какой-либо причине (декомпрессия при сильных землетрясениях, когда оказался вскрытый водоупор; быстрое увеличение теплового потока и т.д.). Продолжительное перемещение фазовой границы в направлении течения жидкости со скоростью конвективного теплопереноса

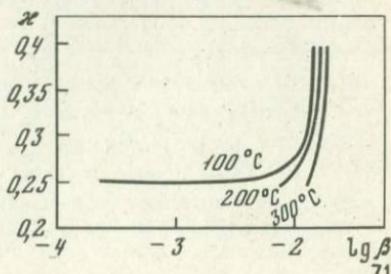


Рис. 2. Зависимость величины параметра β от вязкости воды и петрофизических свойств горных пород

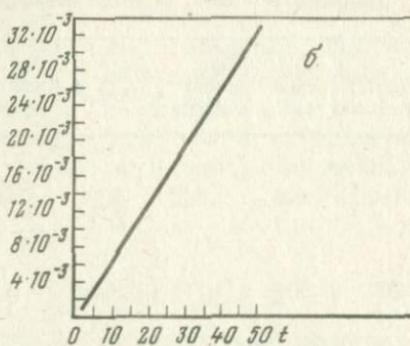
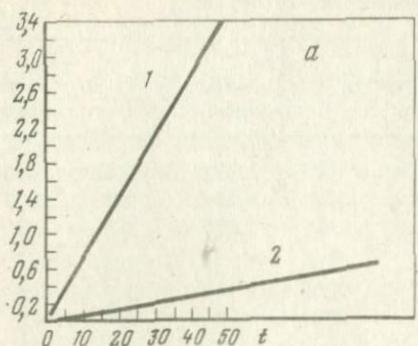
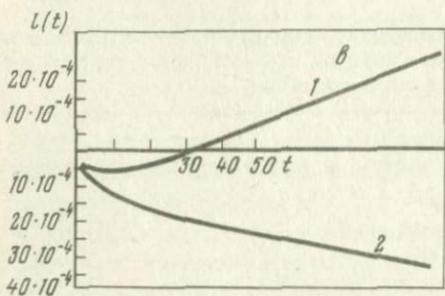


Рис. 3. Динамика перемещения границы парообразования при различных скоростях фильтрации флюида

$t_0 = 160^\circ\text{C}$; $t_s = 150^\circ\text{C}$; $L_3 = 505 \text{ ккал}/\text{м}^3$; $\rho_{\text{ж}} = 810 \text{ ккал}/\text{м}^3$;
 $\rho_{\text{ф}} = 2,55 \text{ кг}/\text{м}^3$; $C_{\text{ф}} = 1,032 \text{ ккал}/\text{кг}\cdot\text{град}$;
 $\lambda = 0,62 \text{ ккал}/\text{м}\cdot\text{град}$; $a - 1 - u = 10^{-1} \text{ м}/\text{ч}$, $\rho_{\text{П}} C_{\text{П}} = 560 \div 580 \text{ ккал}/\text{м}^3\cdot\text{град}$;
 $2 - U = 10^{-2} \text{ м}/\text{ч}$, $\rho_{\text{П}} C_{\text{П}} = 560 \div 580 \text{ ккал}/\text{м}^3\cdot\text{град}$; $b - u = 10^{-3} \text{ м}/\text{ч}$, $\rho_{\text{Н}} C_{\text{П}} = 570 \text{ ккал}/\text{м}^3\cdot\text{град}$;
 $c - 1 - u = 10^{-4} \text{ м}/\text{ч}$, $\rho_{\text{Н}} C_{\text{П}} = 570 \text{ ккал}/\text{м}^3\cdot\text{град}$; $2 - u = 10^{-5} \text{ м}/\text{ч}$, $\rho_{\text{Н}} C_{\text{П}} = 570 \text{ ккал}/\text{м}^3\cdot\text{град}$



возможно в том случае, если температура воды, привносимой на границу парообразования, больше температуры насыщенного пара и меньше температуры перегретой воды. Расчеты показали, что такой процесс возможен лишь в весьма пористых породах для температур, которые можно ожидать во флюиде. Важно то, что процесс вытеснения пара жидкостью весьма существенно зависит от петрофизических свойств пород. Например, при температуре пара 150°C процесс реализуется лишь в диапазоне пористостей 0,4–0,7. При возрастании глубины кипения диапазон колебания, где возможно заметное перемещение фронта парообразования, становится еще меньше, при температуре пара $200\text{--}250^\circ\text{C}$ пористость меняется от 0,3 до 0,4. На рис. 2 показана зависимость параметра β от петрофизических свойств пород.

Если в системе возникла паровая зона, то ее существование достаточно долгое время возможно в весьма широком диапазоне скоростей фильтрации флюида. Это обстоятельство связано с высокой энергоемкостью процесса испарения. Поэтому при малых скоростях фильтрации в начале процесса отмечается даже перемещение фронта парообразования навстречу фильтрующемуся потоку жидкости (рис. 3). Это фиксируется при скоростях фильтрации ниже $10^{-5} \text{ м}/\text{ч}$. В диапазоне скоростей фильтрации $10^{-5} \div 10^{-3} \text{ м}/\text{ч}$ можно считать, что система относится к классу пародоминирующих (паропроизводящих), согласно классификации Д. Уайта и др.

Система может считаться переходной от паропреобладающей к горячеч-

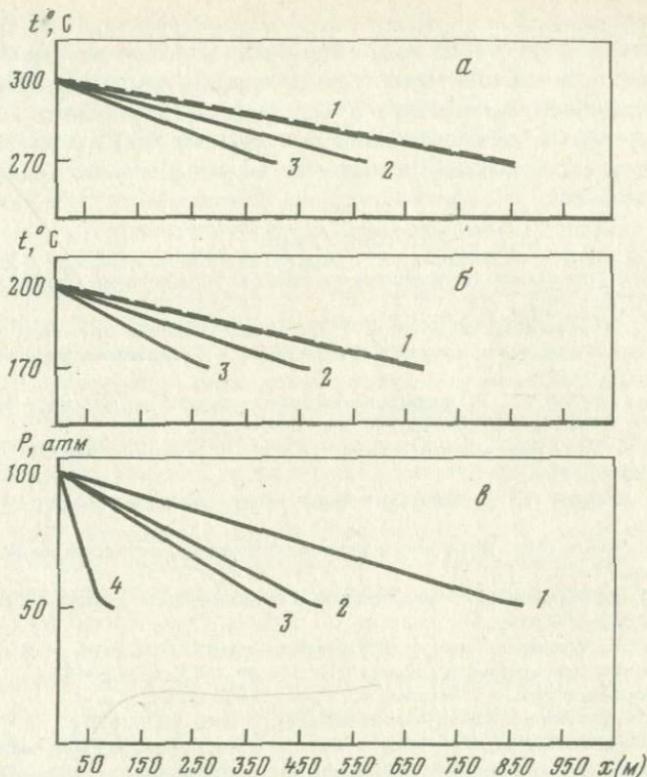


Рис. 4. Зависимость температуры жидкости t^* на фазовой границе от петрофизических характеристик породы при вытеснении перегретым водным флюидом пара в однородном "бесконечном" массиве пород.

Сплошная линия: $t_0 = 160^\circ\text{C}$; пунктирующая линия: $t_0 = 200^\circ\text{C}$; 1 — $\rho_{\text{п}}C_{\text{п}} = 600 \text{ ккал/кг}\cdot\text{м}^3$; 2 — $\rho_{\text{п}}C_{\text{п}} = 500 \text{ ккал/кг}\cdot\text{м}^3$; 3 — $\rho_{\text{п}}C_{\text{п}} = 400 \text{ ккал/кг}\cdot\text{м}^3$; $x (\text{м})$ — расстояние от подвижного парового барьера

водной, если скорости фильтрации флюида достигают $10^{-3} \div 10^{-2} \text{ м/ч}$. На рис. 3 и 4 показан случай динамики перемещения фазовой границы и изменение t и P в зоне фильтрации жидкости. Вторая модель уточняет результаты полученных расчетов при условии постоянного давления в источнике. Известно более ста случаев проверки гидротермальных систем бурением (White et al., 1971). Д. Уайт, обобщив эти результаты, показал, что среди таких систем преобладают горячеводные составляющие — около 100 случаев, пародоминирующие — 3–5 случаев, горячие рассолы — примерно 2–3 случая. Таким образом, кайнозойские термальные системы, где продолжительное время существовали паровые зоны, составляют, вероятно, менее 10% от общего числа термальных систем. В более древних системах можно ожидать примерно такие же соотношения, так как по данным изучения температур газово-жидких включений гомогенизация в газе составляет примерно 5–7% общего числа случаев. Это свидетельствует о том, что рудообразование происходило или в зоне кипения, или в зоне пара. Формирование руд ниже границы испарения, где концент-

рации рудных и нерудных компонентов в системе максимальны, по этому признаку нельзя отличить от руд, сформированных на других барьерах. Однако, даже если действительное число пародоминирующих рудообразующих гидротермальных систем в прошлом не превышало 5–7 % от общего числа систем, то нет причин не учитывать их роль в формировании крупных ртутных, колчеданных и других магматогенных гидротермальных месторождений.

Л и т е р а т у р а

- Варгафтик Н.Б. Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей. М.: Наука, 1972, с. 7–86.
- Веригин Н.Н., Голубев В.С., Шарапов В.Н. Динамика теплообмена между магмой и вмещающими породами при фильтрации летучих. — Геология и геофизика, 1974, № 4, с. 71–78.
- Веригин Н.Н., Голубев В.С. О генерировании пара в подземных пластах — коллекторах. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 6, с. 1355–1358.
- Вуколович М.П. Термодинамические свойства воды и водяного пара. М.: Берлин: ГИТИМА, 1958. 245 с.
- Голубев В.С., Шарапов В.Н. Динамика эндогенного рудообразования. М.: Недра, 1974. 266 с.
- Лапухов А.С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск: Наука, 1975.
- Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.
- Овчинников Л.Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 443–485.
- Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 208 с.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1969. 678 с.
- Стырикович М.А., Хайбулин Н.Х. Общие закономерности растворения веществ в водяном паре. — В кн.: Внутрикотловые физико-химические процессы. М.: Изд-во АН СССР, 1957, с. 65–69.
- White D.E., Muffler L.I., Truesdell A.H. Vapordominated hydrothermal systems compared with hot water systems. — Econ. Geology, 1971, vol. 66, p. 75–97.

Н. Г. Сугробова, Ю. М. Хаткевич

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕРМОПРОЯВЛЕНИЙ В ПЕРИОД ЭКСПЛУАТАЦИИ ПАУЖЕТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Изучение теплового режима поверхностных термопроявлений в процессе интенсивного отбора перегретых вод может дать полезную информацию о направленности изменения режима гидротермальной системы в целом и позволяет надежнее выделить субповерхностные факторы, влияющие на него.

Изменение термопроявлений под влиянием отбора жидкости из скважин было установлено в период опытной эксплуатации месторождения в 1963 г. по данным комплексных режимных наблюдений. В частности,

было отмечено изменение температуры на глубине 1 м поверхностных термоаномалий — термальных полей, которое было зафиксировано в изменении их площадей по выбранным изотермам 20, 50 и 70°. Нарушение режима естественной гидротермальной активности, как было показано В.М. Сугробовым (1965), произошло за счет снижения пьезометрического уровня термального водоносного комплекса, повлекшего за собой более интенсивное отделение пара от перегретой воды.

Разведанное и эксплуатирующееся месторождение представляет часть Паужетской гидротермальной системы, приуроченной к глубинной термоаномалии Камбальского хребта, и тяготеет к очагу разгрузки высокотемпературных гидротерм в долине р. Паужетки. Термальные воды, заключенные в толще четвертичных туфов (Паужетская свита) и туфобrekциях и песчаниках анавгайской серии, движутся со стороны Камбального хребта (область теплового и водного питания системы) к долине р. Паужетки. Направление движения установлено по закономерному росту отметок пьезометрического уровня, температуры и минерализации гидротерм от очага разгрузки к осевой части хребта (Паужетские горячие воды..., 1956). На пути термальных вод от области питания к основному очагу разгрузки в местах ослабленной водоупорной кровли наблюдается частичная разгрузка вод и пара, формирующая поверхность термальные поля. В осевой части Камбального хребта такие поля характеризуются выходами парогазовых струй, кипящих грязевых котлов, участками парящего грунта. В долине Паужетки поверхностная термоаномалия, самая большая по площади, изобилует разнообразными формами термопроявлений: источниками, гейзерами, паровыми струями, кипящими котлами.

В период опытно-эксплуатационных выпусков пароводяной смеси (1962—1963 гг.) наблюдалось увеличение участков, оконтуренных изотермой 50°C на глубине 1 м, — Верхнего термального поля и термального поля руч. Быстрого (рис. 1), расположенных непосредственно на площади водозaborа. На этих же полях было отмечено образование новых паровых струй и грязевых котлов.

Естественно было предположить, что с течением времени и ростом водоотбора из скважин (расширением эксплуатирующейся площади месторождения) изменения гидродинамических условий будут происходить во всей системе, включая область теплового питания.

Поэтому в круг режимных наблюдений были включены также наблюдения за изменением площади термальных полей приосевой части Камбального хребта.

Для определения площади термальных полей периодически проводились термометрические съемки с измерением температуры грунта на глубине 1 м по сетке 20x20 м. Одновременно на карту наносились все замеченные термопроявления. За критерий оценки состояния поля и сопоставлений его состояния с прошлыми годами бралась площадь прогретого участка, оконтуренного изотермами 50 и 70° (вообще термальные поля оконтуривались по изотерме 20°). Однако многолетние наблюдения показали, что на площади полей, ограниченных изотермами 20 и 50°C температуры на указанной глубине испытывают заметные сезонные колебания, амплитуда которых достигала 11°C. Повторные же термометрические

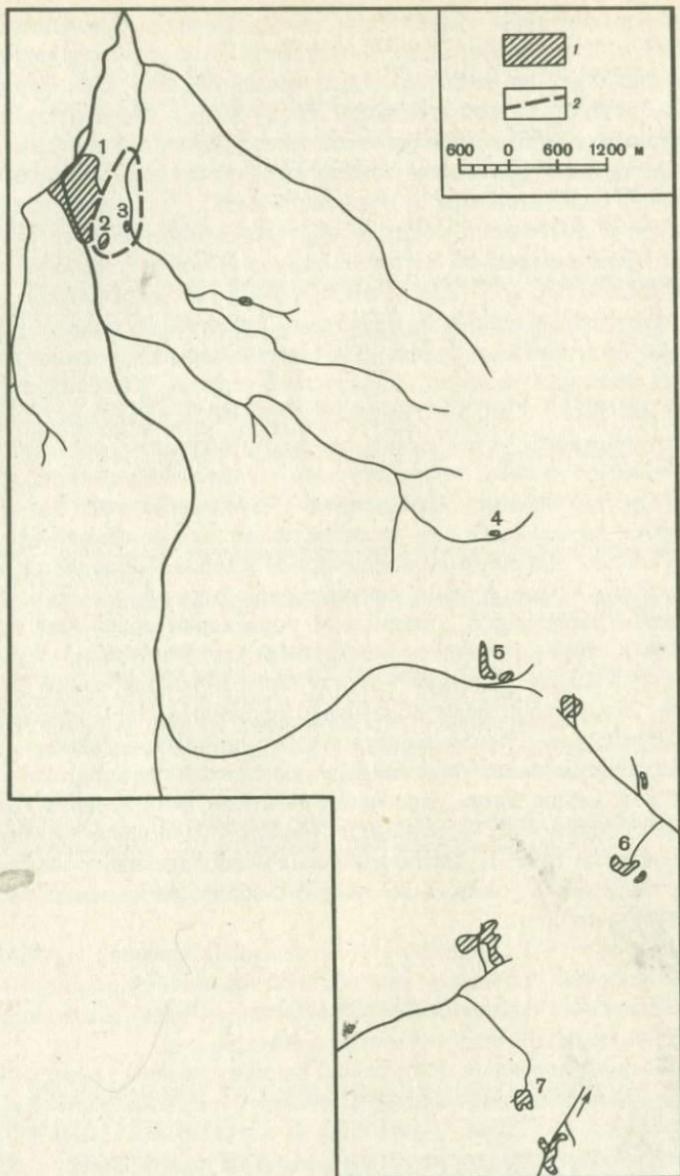


Рис. 1. Схема расположения термальных полей Паужетского месторождения

1 — Термальные поля: 1 — Основное Паужетское; 2 — Верхнее; 3 — Поле долины руч. Быстрый; 4 — I группы Северо-Камбальных струй; 5 — II группы Северо-Камбальных струй; 6 — I группы Восточно-Камбальных струй; 7 — II группы Южно-Камбальных струй; 2 — схематический контур эксплуатируемого участка

Таблица 1

Результаты определения площадей термоаномалий ручья Быстрый, Верхнего и Основного Паужетского полей

Дата	Основное Паужетское поле		Долина руч. Быстрый		Верхнее Паужетское поле	
	Площадь (m^2) по изотермам 70 и 50°C					
	70°	50°	70°	50°	70°	50°
Лето—осень, 1957	19500	59250	—	~700 (по фотографии)	1800	6000
Июнь, 1964	—	—	70	590	4300	6160
Ноябрь, 1968	—	—	1437	2025	—	—
Июнь, 1970	28750	68000	—	—	—	—
1973	30750	71750	1100	1600	—	—
Октябрь, 1976 г.	—	—	1150	1900	7900	10600

съемки проводились в разное время и в неодинаковых метеоусловиях. До проведения резведочных работ термометрическая съемка была проведена на основном (Паужетском) термальном поле.

В период опытно-эксплуатационных выпусков площадные измерения температуры были проведены на Верхнем термальном поле, а через год после их окончания здесь же и на термальных полях Камбального хребта — I и II группах Северо-Камбальных струй, II группы Южно-Камбальных паровых струй и I группы Восточно-Камбальных струй (см. рис. 1). На этих же полях эпизодически выполнялись термометрические съемки в

Таблица 2

Результаты определения площадей термоаномалий Камбального хребта

Дата	I группа Северо-Камбальных струй		II группа Северо-Камбальных струй		II группа Южно-Камбальных струй		I группа Восточно-Камбальных струй	
	Площадь (m^2) по изотермам 70 и 50°C							
	70°	50°	70°	50°	70°	50°	70°	50°
Июнь, 1964	2400	5120	6560	13 020	3000	5150	—	—
Июль, 1969	3490	6240	12 250	18 210	4740	8270	Август 4188	12 744
Сентябрь, 1970	3900	5340	—	—	3100	6400	—	—
Июль, 1971	1820	4610	—	—	1930	4990	—	—
Июль, 1975	2280	3630	11 190	16 190	4120	7550	Август 4150	10 640

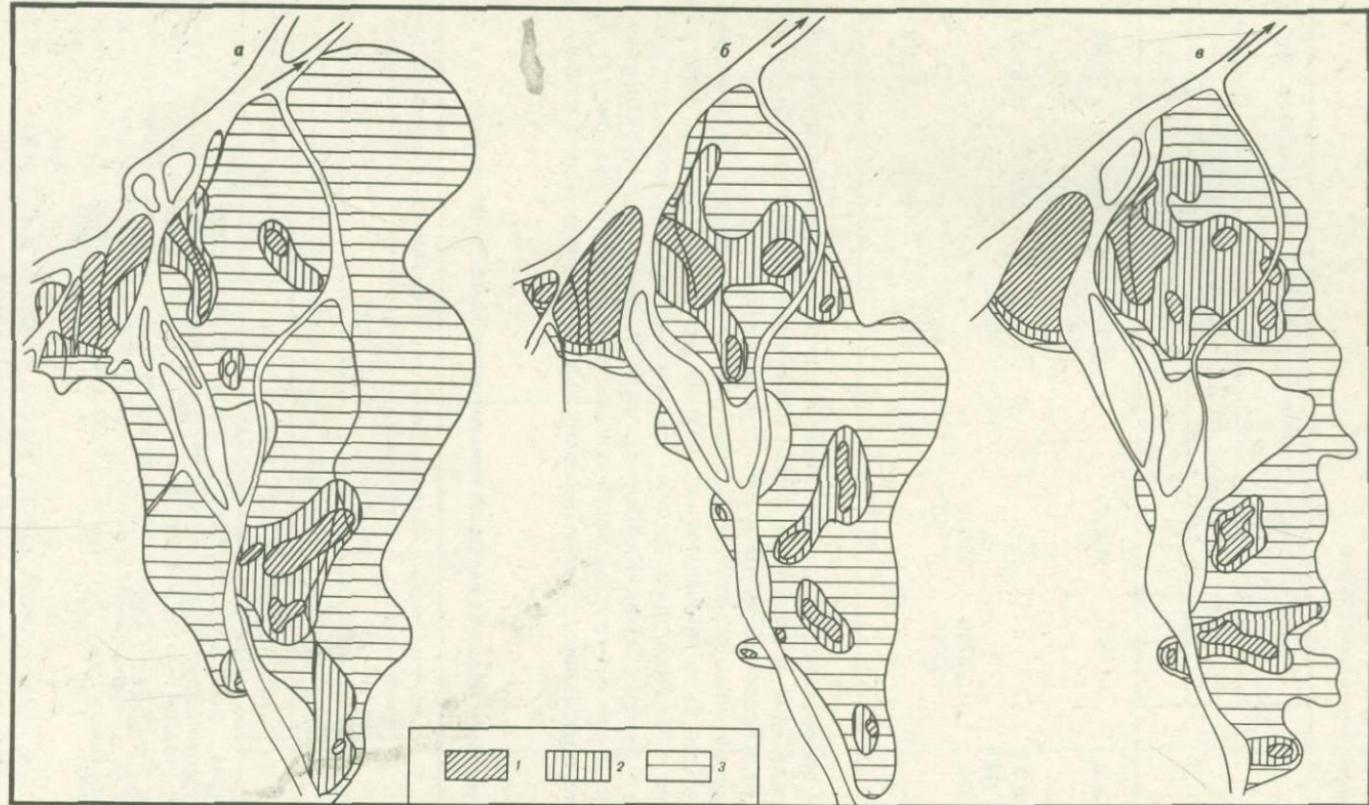


Рис. 2. Термометрические карты Основного Паужетского поля

а — До эксплуатации месторождения (1957 г.); б, в — во время эксплуатации (1970 и 1973 гг.): площа́ди с температурами на глубине 1 м: 1 — $> 70^{\circ}$; 2 — от 50 до 70° ; 3 — от 20 до 50°

период эксплуатации месторождения для обеспечения работы Паужетской ГеоТЭС (1967–1976 гг.).

Результаты определения площадей термального поля руч. Быстрый, а также Верхнего и Основного Паужетских полей по данным термометрических съемок сведены в табл. 1, а по термальным полям осевой части Камбальского хребта – в табл. 2. Как видно из табл. 1, на Основном Паужетском поле площади прогрева увеличились по сравнению с 1957 г., хотя визуально поверхностная гидротермальная деятельность значительно уменьшилась. Это выразилось в уменьшении числа кипящих котлов, парогазовых струй в руслах теплых ручьев, впадающих в Левую Паужетку, в исчезновении такого кипящего источника, как Парящий I с дебитом 10 л/с.

Кроме того, сократилась общая площадь поля, оконтуренная изотермой 20°, и наметилась тенденция к его разделению (рис. 2). Уменьшение общей площади поля, уменьшение дебитов источников или прекращение их деятельности несомненно связаны с понижением пьезометрической поверхности напорного водоносного комплекса и, как следствие, с уменьшением естественной разгрузки гидротерм. Последнее приводит к сокращению площади растёка термальных вод в грунтовом потоке, что приводит к сокращению (уменьшению) температуры грунта. Повышение температуры и соответственно площади с изотермой 50 и 70°C произошло, видимо, на участках трещинных зон, по которым в случае снижения пьезометрического уровня ниже поверхности Земли может подниматься пар, который при конденсации нагревает грунт.

Наибольшие изменения отмечены в тепловом режиме поля руч. Быстрый и Верхнего поля, находящихся в непосредственной близости от эксплуатационных скважин. Площадь первого увеличилась в 16 раз по изотерме 70° на метровой глубине, площадь Верхнего поля – в 4 раза по той же изотерме. Активизировалась и гидротермальная деятельность на поверхности: появились новые котлы, паровые струи.

Вероятно, зафиксированные изменения в температурном режиме термальных полей вблизи водозабора можно объяснить усилением пароотделения при снижении пластового давления за счет отбора воды по аналогии с механизмом, описанным ранее в статье В.М. Сугробова (1965). Что касается термальных полей Камбального хребта, то в их тепловом режиме не отмечено направленных изменений (см. табл. 2). Зафиксированные колебания в площадях высокотемпературных зон объясняются, по нашему мнению, неточностями картирования этих площадей в связи с неизменством точек измерения температуры и проведением работ в различные сезоны. Сам факт относительного постоянства размеров термальных полей Камбального хребта пока можно объяснить отсутствием влияния эксплуатации скважин на тепловой режим полей, приуроченных к областям теплового питания гидротермальной системы.

Выходы. Режимные наблюдения на термоаномалиях Паужетской гидротермальной системы в период многолетней эксплуатации показали, что водозабор термального комплекса оказал влияние лишь на ограниченных участках, лежащих в непосредственной близости к эксплуатационным скважинам, и не распространил своего влияния на область питания, где находятся термоаномалии осевой части хребта.

Л и т е р а т у р а

Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1956, с. 3—206.

Сугробов В.М. Влияние опытной эксплуатации Паужетского месторождения на поверхность термопроявления и режим кипящих источников. — Бюл. вулканол. станций, 1965, № 39. с. 47—59.

Т. Б. Гребенщикова, В. М. Фомин

ВСЕГИНГЕО

ИССЛЕДОВАНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ С ПРИМЕНЕНИЕМ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ (на примере Сырдарьинского артезианского бассейна)

Несмотря на большие достижения в области теоретических представлений о динамике подземных вод, массо- и теплопереносе, вопрос о формировании подземных вод как о комплексном (многофакторном) процессе с количественным и качественным его описанием для реальных структур является довольно проблематичным.

Нередко традиционные методы исследований ограничиваются в основном качественной оценкой гидрогеологических условий водонапорных систем. Возможности исследования артезианских бассейнов с точки зрения установления основных характеристик и закономерностей формирования подземных вод в региональном аспекте могут быть существенно расширены при использовании методов математического моделирования. При этом моделирование выступает не только как расчетный метод, а в большей мере как способ анализа и обобщения всего комплекса геолого-гидрогеологических материалов, позволяющий глубже изучать гидрогеологические объекты и происходящие в них процессы. В связи с этим возникает возможность использования моделирования для построения, проверки и уточнения гидродинамических, гидрохимических и температурных полей, как с точки зрения параметрических их характеристик и граничных условий, так и увязки взаимодействия этих полей и проверки гипотез формирования различных типов подземных вод. Использование моделирования для анализа региональных гидрогеологических условий формирования подземных вод требует специального обобщения исходной информации и представления ее в виде серии специализированных карт.

Необходимый набор карт и особенности их составления для изучения региональных условий формирования термальных вод рассматриваются на примере. Сырдарьинский бассейн ограничен на севере и востоке хребтами Карагату и отрогами Западного Тянь-Шаня, а на юге и юго-западе Центрально-Кызылкумской зоной поднятий и Амударьинским валом. На север и северо-запад бассейн открыт в сторону Аральского моря. В 80

геологическом строении района принимают участие слабодислоцированные мезозойские и кайнозойские осадочные комплексы, залегающие на палеозойском складчатом фундаменте. Мощный региональный палеогеновый водоупор разделяет водоносную толщу мезо-кайнозоя на два гидрогеологических этажа.

Объектом наших исследований является верхнемеловой водоносный комплекс с водосодержащими хорошо отсортированными песками и песчаниками общей мощностью 150–300 м. Воды этого комплекса являются термальными, температура их изменяется от 25 до 120°С.

При исследовании региональных закономерностей формирования термоминеральных вод артезианских бассейнов может быть использована следующая технологическая схема: 1) сбор, анализ и обобщение геологических, гидрогеологических, геофизических и других материалов по исследуемому региону; 2) создание на основе этих данных соответствующих гидрогеологических карт, разрезов и таблиц (параметрических, условий питания и движения подземных вод, гидродинамических, гидрохимических, температурных и др.); 3) составление по данным картам гипотетических расчетных схем формирования различных типов подземных вод в природных условиях (или с учетом существующего нарушения этих условий); 4) опробование гипотетических расчетных схем и их корректировка путем воспроизведения на соответствующих моделях в постановке обратных стационарных и нестационарных задач фильтрации, тепло- и массопереноса; 5) увязка условий взаимодействия подземных вод, принадлежащих к различным водоносным комплексам и типам подземных вод по их химическим и физическим свойствам, а также по условиям формирования в природной обстановке; 6) заключительный этап – факторный анализ на моделях процесса формирования подземных вод различных типов, установление возможных изменений в расчетной схеме моделей факторов формирования подземных вод в рамках всего исследуемого региона или наложении искусственных источников возмущения природных потоков подземных вод – водозаборов, отдельных скважин и др.

Настоящая работа касается первых трех вопросов этой схемы.

Наряду с традиционными гидрогеологическими методами на примере Сырдарьинского артезианского бассейна нашли применение новые методы, позволяющие уточнить направленность тех или иных процессов и дать их количественную характеристику. К последним относятся исследования вопросов формирования термоминеральных вод с применением стабильных и радиоактивных изотопов (^{18}D , ^{14}O , ^{234}C), определение фильтрационных свойств и поровых растворов слабопроницаемых толщ для оценки взаимосвязи вод различных горизонтов, специальный анализ геотермических процессов. Эти данные позволяют значительно повысить информативность составляемого атласа карт, используемого для моделирования.

При работе с фактическим материалом проводилось тщательное и правильное определение: 1) стратиграфического положения водоносных горизонтов, 2) комплексов непроницаемых или слабопроницаемых пород, 3) определение эффективной мощности исследуемого горизонта

и характера изменения ее по площади, 4) определение основных расчетных гидрогеологических параметров — коэффициентов водопроводимости, фильтрации и пьезопроводности, выявление их изменения по площади и в разрезе, выделение участков, резко различающихся по своим фильтрационным свойствам, 5) выделение гидравлической связи с выше- и нижележащими горизонтами, 6) определение степени водообильности водоносных комплексов.

Для оценки достоверности используемых данных были проанализированы методика испытаний скважин, соответствие выбора расчетных формул природной обстановке, анализ работы действующих водозаборов и др.

Это позволило из всех исходных данных отобрать наиболее достоверный материал, отражающий природную обстановку. В процессе работы этого этапа систематизируются в табличной форме и в виде графиков основные данные опытно-фильтрационных работ и расчетов основных гидрогеологических параметров, химического состава и температуры подземных вод и их режима. Составляются гидрогеологические разрезы.

Самым сложным и наиболее проблематичным этапом обобщения региональных материалов является создание карт водопроводимости (km), карт разделяющих слоев (k_0 и m_0) и карт формирования запасов подземных вод (источников питания, распределение их по площади, выделение участков разгрузки).

Вопрос определения параметров в отдельных точках пласта по данным опытных и лабораторных работ в настоящее время разработан достаточно хорошо, однако в недостаточной степени — для распространения локальных значений параметров по площади.

Касаясь методики отображения водопроводимости на картах, отметим, что использование данных откачек с учетом литолого-фацального состава пород и геологического структурных особенностей территории представляется более обоснованным, чем построение карт только на основе метода интерполяции отдельных значений km .

В результате обработки данных опытных откачек и действующих водозаборов было получено достаточно большое количество значений коэффициентов водопроводимости для исследуемого водоносного комплекса. Однако при построении по этим данным карт водопроводимости по региону возникли существенные трудности, обусловленные резко неравномерным распределением количества имеющихся определений по площади.

Верхнемеловой водоносный комплекс Сырдарынского артезианского бассейна в основном сложен рыхлыми песчаными отложениями, коэффициент фильтрации которых изменяется в сравнительно небольшом диапазоне. Поэтому основное внимание было сосредоточено на определении эффективной мощности по разрезам исходя из совместного анализа каротажных диаграмм (КС и ПС) и материалов геологического описания керна. Полученные материалы позволили построить по району карту изолиний эффективных мощностей с отображением на них литолого-фацальной изменчивости.

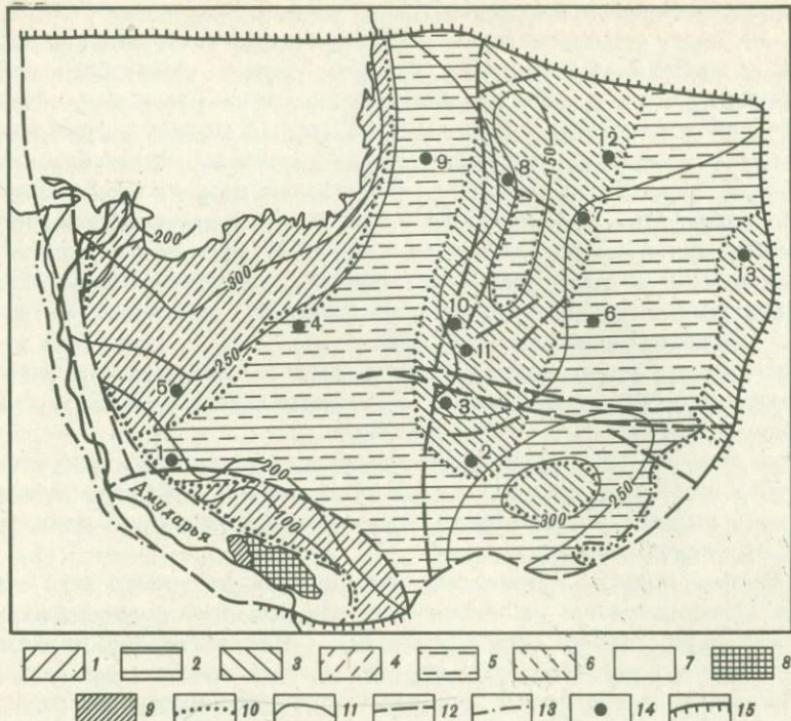


Рис. 1. Карта водопроводимости верхнемелового водоносного комплекса Южно-Приаральского артезианского бассейна

Области с различной проводимостью, $\text{м}^2/\text{сут.}$: 1 – 200–500; 2 – 500–1000; 3 – 1000–1500; зоны коэффициентов фильтрации, $\text{м}/\text{сут.}$: 4 – 0,5–2,5; 5 – 2,5–4,5; 6 – 4,5–9,5; 7 – зона предполагаемого распространения безнапорного мелового водоносного комплекса; 8 – выходы на поверхность палеозойских отложений; 9 – то же, меловых отложений; 10 – границы областей с различными проводимостями; 11 – изолинии эффективных мощностей верхнемелового водоносного комплекса; 12 – разломы; 13 – граница распространения палеогенового водоупора; 14 – водозaborные участки; 15 – границы бассейна

По результатам литолого-фациального анализа была установлена идентичность и достаточное постоянство соотношения в разрезе водоносных отложений различных фаций на всей площади их распространения. Поэтому по данным опытных откачек на участках детальной разведки были рассчитаны средние коэффициенты фильтрации, а водопроводимость по площади определялась в соответствии с эффективной мощностью (рис. 1).

В процессе работы были построены на примере территории Приаралья графики корреляционных связей между удельным дебитом и коэффициентом фильтрации, которые позволили установить их взаимосвязь с геолого-структурными особенностями. В этих условиях при наличии корреляции величину удельного дебита можно рассматривать как показатель водопроводимости при обобщении большого количества данных. Подобные исследования были проведены впервые В.О. Валейша при изу-

чении верхнемелового водоносного комплекса в Приташкентском бассейне. На карту водопроводимости были нанесены тектонические нарушения, к которым, как правило, были приурочены зоны повышенной проводимости. Так, в частности, был выделен район повышенных значений водопроводимостей (свыше $1000 \text{ м}^2/\text{сут}$) в районе Бузгульского поднятия в Приаралье. На карте показаны пределы изменения коэффициентов фильтрации, изолинии эффективных мощностей и области водопроводимости. Таким образом, выбор пределов изменения водопроводимости, показываемых на карте, зависит от изученности параметра и изменчивости его в пределах картируемой территории. Целесообразно, чтобы в пределах отдельных зон эти параметры различались не более чем в 2–2,5 раза (Боревский и др., 1976).

Опыт работы показывает, что составление подобных карт с учетом генетических особенностей наиболее полно отражает изменчивость водопроводимости и значительно информативнее.

Карта источников формирования представляет собой характеристику выделенных областей прямого и скрытого питания и разгрузки рассматриваемого водоносного комплекса, характера распределения и движения подземных вод по площади.

Областями прямого питания являются выходы верхнемелового комплекса непосредственно на поверхность или под проницаемые рыхлые четвертичные отложения (отроги Карагаты) и характеризуются интенсивностью инфильтрационного питания (W) за счет атмосферных осадков и поверхностных водотоков. Эти области контролируются в пределах бассейна распространения палеогеновых отложений, являющихся региональным водоупором, перекрывающим толщу меловых отложений.

Для оценки условий движения подземных вод и характера распределения их по площади используется карта гидроизопов. Методика построения такой карты общезвестна; при составлении использовался метод тренд-анализа с применением ЦВМ. В работе над картой напоров Сырдарынского бассейна использовалась вся имеющаяся гидрогеологическая информация регионального характера, составившая свыше 100 замеров напоров в скважинах. Однако линейная интерполяция, т.е. определение значений функции в промежутках между известными значениями, применима к случаю равноотстоящих точек, когда значения параметра измерены в узлах прямоугольной сетки. В геологической практике обычно измерения проводятся дискретно в произвольно расположенных точках. В таких случаях непосредственно методы линейной интерполяции неприменимы и необходима весьма сложная операция по пересчету значений в заданных точках на значения, задаваемые в узлах прямоугольной сетки. Для нахождения аппроксимирующих функций применялся метод наименьших квадратов. Для этого метода Л.В. Семендиной был разработан алгоритм, который позволяет аппроксимировать эмпирические зависимости полиномами высоких степеней от нескольких переменных, считаемых за независимые. Экспериментально точки могут быть расположены на прямой плоскости и в пространстве каким угодно способом.

В результате вычислений на ЦВМ были получены карты напоров в изолиниях, при этом количество исходных данных было выбрано так, что-

бы они полностью показали характер изменения поля, включая экстремальные значения параметра.

Используемый метод построения карт позволяет учесть основные особенности реальной водонапорной системы и решить задачу по схеме, максимально приближающейся к действительности.

Анализ карты напоров, построенной с использованием степенных многочленов, позволяет сделать следующие выводы. Региональный подземных сток бассейна направлен от западных отрогов Тянь-Шаня к Аральскому морю, абсолютная отметка которого + 53 м. Эти данные свидетельствуют, что основная область питания бассейна находится в западных отрогах горных сооружений Тянь-Шаня. Здесь питание напорных вод мела происходит в результате фильтрации поверхностных водотоков и инфильтрации атмосферных осадков по сильно раскарстованным карбонатным отложениям палеозоя. По приблизительным расчетам здесь поступает в напорные воды мела около $30 \text{ м}^3/\text{с}$, а модуль подземного стока достигает 3 л/с на квадратный километр. Наряду с крупными региональными областями питания напорных вод выделяются и местные, такие как хребты Мынбулак, Чули и другие высотой 300–800 м. Количества атмосферных осадков здесь составляет около 100–150 мм, т.е. в 4 раза меньше, чем в предгорьях Тянь-Шаня, а модуль подземного стока составляет около 1 л/с.

На общем фоне распределения напоров по карте гидроизопез выделяются местные (внутренние) очаги разгрузки напорных вод верхнего мела – в пределах шора Улькен–Корасор, в районе возвышенности Бельтау и других. Напоры здесь снижаются на 10–15 м. Эти участки деформируют фильтрационный поток, но не влияют на изменение общего направления движения меловых вод к региональному базису стока – Аральскому морю. Характерно, что мощность водоупорных глин на этих участках сокращается до 30–80 м. Отметки дна котловин, к которым приурочена разгрузка, обычно на 30–50 м ниже абсолютного положения пьезометрического уровня. Все это создает благоприятные условия для скрытой разгрузки напорных вод.

Гидродинамические условия бассейнов платформенного типа определяются различными по генезису энергетическими ресурсами, создаваемыми как за счет процессов инфильтрации, так и элизионных процессов, обусловленных гравитационным и тектоническим уплотнением пород. В этом отношении большое значение имеют составляемые карты распространения, изомощностей, литологического состава и коэффициентов фильтрации разделяющих слабопроницаемых слоев.

На этих картах отображаются мощность толщи в изолиниях или зонах, степень ее водопроницаемости (литологический состав, трещиноватость и т.п.), фиксируется внимание на ослаблении водоупорной способности за счет изменения литологического состава или уменьшения мощности, выклинивания или раздробленности пород в процессе тектонических подвижек.

Оценка параметров раздельных слоев в натурных условиях оказывается весьма затруднительной. Наиболее правильные результаты дает комплексный анализ опытно-фильтрационных работ на аналоговых моделях.

лях. При этом мы используем при расчетах величину разности напоров, которая является лишь предпосылкой возможности перетекания, а не его доказательством. Поэтому представляется целесообразным для обоснования условий взаимосвязи между горизонтами, помимо результатов опытных работ, максимально использовать методы исследования перетекания как процесса тепломассопереноса. В настоящее время широко используются гидрогеотермические методы, позволяющие изучить температурные поля региона, выделить участки различной степени взаимосвязи водоносных горизонтов, а также позволяющие оценить скорости и направления перетекания через разделяющие толщи.

Геотемпературные исследования, проведенные на территории бассейна, позволили охарактеризовать температурные условия региона как по площади, так и в разрезе. Температурные замеры проводились в скважинах с установленным тепловым режимом станцией АКС-400, электротермометром ТЭГ-2 при скоростях спуска 250–300 м/ч. Для анализа естественного температурного поля дополнительно широко использовались данные замеров температур воды на устье фонтанирующих скважин. Для этого были выполнены специальные исследования в самоизливающихся скважинах по замеру пластовых температур, позволившие установить эмпирическую зависимость между расходами воды Q и потерей ее температуры d (в %) при движении по стволу скважины от места притока к устью. Полученная зависимость позволяет делать пересчеты устьевых температур на пластовые и является характерной для специфических условий Приаралья. Полученные материалы позволили рассчитать геотермические градиенты, при распределении которых по площади была установлена взаимосвязь с региональным фильтрационным потоком. Так, в Сырдарынском артезианском бассейне наблюдаются низкие геотермические градиенты в области питания (2–2,5) и высокие в районе региональной разгрузки, где они достигают $4,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

На фоне закономерного распределения температур на территории бассейна выделяются аномальные участки (Чуккуркак, Тумарастау и др.), в скважинах которых воды верхнемеловых отложений имеют температуры, повышенные относительно фоновых на $5–6^{\circ}\text{C}$. На наш взгляд, существенным фактором в формировании этих аномалий является перенос тепла движущейся водой, что подтверждается и выпуклой формой термограмм скважин.

Наличие конвективного переноса тепла подтверждается и сносом кривых параллельно самим себе. Анализ термометрических данных по скважинам показал, что температурная кривая в них смешена относительно средней на 100–300 м.. Если принять за среднюю величину смещения по скважинам (h) 200 м, время (t), в течение которого это смещение могло произойти, 1000000 лет (столько примерно времени назад произошли последние тектонические движения неоген-четвертичного периода), теплоемкость водосодержащих пород (C_p) 0,6 кал/см³, теплоемкость воды (C_B) 1 кал/см³, можно рассчитать среднюю величину вертикальной скорости фильтрации (Чекалюк, 1965)

$$V = \frac{h C_B}{t C_p} = 9 \cdot 10^{-7} \text{ м/сут.}$$

Полученные данные позволяют сделать предварительные выводы о возможности фильтрации в ослабленных зонах через палеогеновый региональный водоупор. Рассчитанные скорости вертикальной фильтрации изменяются в пределах 10^{-4} – 10^{-5} м/сут. Анализ режима и баланса подземных вод показывает, что процессы взаимодействия имеют место при коэффициентах фильтрации разделяющих слоев порядка 10^{-4} – 10^{-7} м/сут и градиентах 0,01–0,001. Это позволяет предполагать, что взаимодействие горизонтов происходит не непосредственно через монолитные разделяющие слои, а по зонам трещиноватости. Тектонические процессы на платформах, причиной которых являются вертикальные движения блоков фундамента, создают разрывы в покрове осадочных пород. Вследствие этого создаются реальные предпосылки для вертикального водообмена между водоносными горизонтами.

Коэффициенты фильтрации туронских слабопроницаемых глин, определенные по откачке скв. Чуккуркак оказались в среднем в пределах 10^{-4} – 10^{-3} м/сут. Подобные значения слабопроницаемых слоев были получены И.С. Пашковским и при решении обратной задачи на модели для территории Южного Приаралья.

В настоящее время в институте ВСЕГИНГЕО (Гольдберг, 1973) разработаны лабораторные методы определения фильтрационных свойств глинистых пород в условиях переменных температур. Показано, что в глубоких водоносных горизонтах в условиях повышенных температур и высоких минерализаций наблюдается увеличение проницаемости глинистых пород в 2–3 раза по сравнению с проницаемостью для дистиллированной воды. Значительный рост коэффициента фильтрации и диффузии глин с увеличением температур и концентраций дает основание для учета фактора вертикальной миграции на больших глубинах. Лабораторные определения коэффициентов фильтрации отдельных образцов палеогеновых глин и аргиллитов нижнего мела в районе Приаралья свидетельствуют, что значения этого параметра весьма низкие и соответственно составляют $2 \cdot 10^{-7}$ и $8 \cdot 10^{-7}$ м/сут, вследствие чего значительная фильтрация, связанная с поровой проницаемостью отложений, затруднена. Надо заметить, что отбор образцов и определение фильтрационных характеристик в настоящее время продолжаются и можно будет судить об изменении фильтрационных свойств как по разрезу, так и по площади исследуемого региона.

В данной работе мы остановились на некоторых специфических особенностях составления отдельных карт, которые необходимо учитывать при проведении региональных исследований формирования термоминеральных вод для использования в процессе моделирования. Показано, что в связи с неравномерной гидрогеологической изученностью бассейнов платформенного типа для выяснения природных условий и составления обоснованной расчетной схемы необходимы комплексная интерпретация и анализ литолого-фаунистических, геолого-структурных, геофизических и гидрохимических материалов. Применение этого комплексного анализа повышает достоверность отображения гидрогеологических условий территории и позволяет выработать в первом приближении рекомендации по целенаправленной постановке подобных исследований.

Этот комплект карт позволяет сформулировать общую схему формирования подземных вод региона, которая является гипотетической расчетной схемой и в последующем корректируется в процессе моделирования.

Л и т е р а т у р а

- Боревский Б.В., Плугина Т.А., Шараевский Л.П. Сопоставление результатов оценки величины питания Сарматского водоносного горизонта в Центральной Молдавии методами гидрогеотермии и аналогового моделирования: Тезисы научно-техн. со-вещ. по геотермическим методам иссл. в гидрогеологии — В кн.: Вопросы оценки эксплуатации ресурсов подземных вод, вып. 93. М.: Недра, 1976, с. 15–20.
- Гольдберг В.М. Гидрогеологические прогнозы движения загрязненных подземных вод. М.: Недра, 1973.
- Чекалюк Э.Б. Термодинамика нефтяного пласта. М.: Недра, 1965. 238 с.

Х. И. Амирханов, М. К. Курбанов, С. А. Каспаров,
М. А. Омаров, Г. А. Кадыров

Институт геологии Дагестанского филиала АН СССР

К МЕТОДИКЕ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ ЕСТЕСТВЕННЫХ ПОДЗЕМНЫХ КОТЛОВ В КАЧЕСТВЕ ЭФФЕКТИВНОГО ИСТОЧНИКА ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ

В отличие от областей молодого вулканизма, где на доступных глубинах локализованы мощные очаги тепловой энергии, аномалии тепла, известные во многих пунктах Дагестана, возникают на фоне нормального теплового режима с обязательным участием теплоносителя, т.е. конвективным путем. Это обстоятельство дает толчок для развития гидротермического направления исследований. В плане поисков и разведки геотермальных месторождений это означает, что основными объектами исследований должны быть высокопроницаемые геологические структуры, обеспечивающие обнаружение на доступных глубинах высокотемпературных подземных вод, свойственных обычно большим глубинам.

В настоящем сообщении обобщен опыт поисков и разведки термальных вод в Дагестане с целью выработки рациональной методики геологоразведочных работ на новом этапе развития геотермальной энергетики в связи с проблемой естественных котлов, под которыми подразумеваются локализованные геологические объекты, отличающиеся аномально высокими гидрогеотермическими параметрами.

Естественные котлы обычно формируются в специфических сейсмотектонических, вулкано-тектонических и вулкано-магматических узлах. Обязательными элементами последних являются высокие емкостные параметры локально-трещиноватых зон и высокие параметры теплоносителя. Указанные условия могут быть созданы искусственно известными методами. Однако прежде всего следует утилизировать те объекты,

которые возникают в ходе естественной эволюции гидротермальных систем в активных геодинамических процессах.

Основные трудности методического и теоретического характера, связанные с поисками и разведкой естественных подземных котлов, сводятся к тому, что существующие геологические построения плохо поддаются экстраполяции на те глубины, где по данным геофизики можно предполагать наличие мощных локальных очагов тепла в виде магматических камер. Последние в Дагестане практически недоступны для технического освоения, так как расположены за пределами возможностей современного бурения. Однако не меньший интерес представляют субвертикальные гидротермальные системы, опирающиеся на локальные очаги тепла. Они представляют собой каналы разгрузки летучих фаз и флюидов, которые пересекают осадочный чехол, нередко с выходом на дневную поверхность в виде естественных термоминеральных источников.

К числу последних относятся Талгинские, Каракентские, Рычальские, Ахтынские, Миатлинские, мыс Башлы, оз. Аджи и другие гидрогеотермические аномалии, проявляющиеся на поверхности Земли и приуроченные к глубинным разломам вдоль Предгорного шлейфа в геосинклинальных частях Дагестана (рис. 1). Указанные участки являются частным случаем широко распространенных термоаномалий, не проявляющихся обычно на поверхности.

На схематической карте (см. рис. 1), построенной в основном по данным точечных замеров температур в глубоких газонефтяных скважинах, выделены основные аномальные зоны, где ожидается температура 160° С на глубинах менее 4000 м.

Такие участки приурочены обычно к зонам установленных или предполагаемых глубинных разломов и контролируются глубиной залегания палеозойского кристаллического фундамента, характеризующегося блоковым строением.

Так, аномальная зона с геоизотермой 160° С, залегающей на глубине 3900–4000 м, широкой полосой тянется на сотни километров вдоль глубинного разлома по линии Крайновка–Тарумовка–Комсомольская–Бажиган–Капиевская–Граничная. Отдельные аномалии локализованы в пределах одной (Махачкала, Берикей, Каракент) или нескольких структур (Сухокумская группа структур).

Характерно, что указанные термоаномалии одновременно являются газогеохимическими, гидродинамическими и отличаются высоким содержанием редких компонентов благородных газов, порою огромными дебитами и пластовыми давлениями.

Так, в Тарумовской скважине 1 с глубины 4500–5000 м был получен мощный фонтан пароводяной смеси с температурой 160° С, с аномально высоким содержанием редких щелочей, стронция, брома (633 мг/л) и метаборной кислоты (244 мг/л), дебитом 12000 м³/сут и избыточным давлением на устье 300 атм.

К северо-западу от г. Махачкала пробуренными скважинами выявлена зона аномально высоких геотермических параметров (рис. 1). В ряде скважин с глубины 1800–2000 м получены притоки термальной воды с дебитами по 4,5–5,0 тыс. м³/сут и температурой на устье 100–103° С.

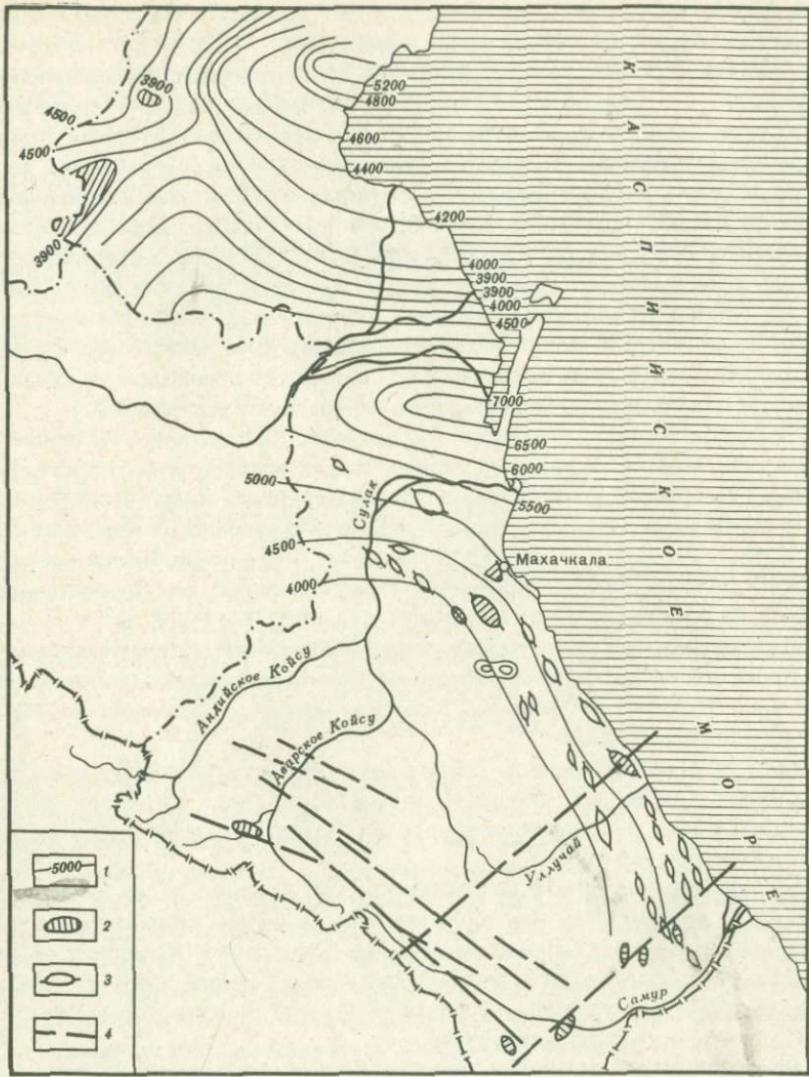


Рис. 1. Схематическая карта глубин залегания геоизотермы 160°С (составили М.К. Курбанов, С.А. Каспаров, К.А. Кудрявцева, В. Деречин по материалам объединения Дагнефть, КПУ, ДагНИИОЭ)

1 – Глубина залегания геоизотерм 160°С; 2 – геотермические аномалии; 3 – нефтегазоносные структуры; 4 – глубинные разломы

По-видимому, эта зона приурочена к глубинному разлому вдоль южного борта предгорного прогиба и протягивается по линии Махачкала–Шамхал–Кизилюрт–Хасавюрт.

Первоначальный дебит скв. № 20 (Берикей) составлял около 70000 м³/сут. После ликвидации скважины вокруг образовались сотни мелких газофлюидных гейзеров, суммарный дебит которых (более 6000 м³/сут) за последние 20 лет остается стабильным.

В 18–20 км на север от платформы Берикей вдоль оси восточной антиклинальной зоны расположена Каякентская геотермическая аномалия, к которой приурочены многочисленные термальные источники минерализованных азотно-метановых вод с температурой 50–60° С.

В пробуренных в зоне разлома скважинах с глубины 350–360 м получены фонтаны сероводородных термальных вод с температурой на устье 75° С, дебитами 5–6 л/с и общей минерализацией 42 г/л, что свидетельствует о глубокой прогретости недр вплоть до поверхности Земли.

Аномальная зона по температурам протягивается также вдоль всей осевой части Западной антиклинальной зоны Предгорного Дагестана (см. рис. 1).

Нужно отметить, что при пересечении компетентных толщ (в виде мощных песчаных и карбонатных массивов) каналы разгрузки приобретают вид промежуточных камер, которые по всем параметрам соответствуют понятию подземного котла.

Следовательно, задачи поисков и разведки естественных котлов сводятся к выявлению геологических закономерностей локализации трещиноватых массивов в разрезе осадочного чехла на глубинах, доступных бурению. Такова рабочая гипотеза, выдвигаемая авторами.

Рассмотрим, в какой степени уже полученные результаты геологоразведочных работ на территории Дагестана подкрепляют рабочую гипотезу. В толще осадочного чехла выявлены следующие компетентные серии отложений: пермо-триасовая – вулканогенно-карбонатная; ааленская – кварцево-песчаная; верхнеюрская-неокомовая – песчано-карбонатная; верхнемеловая-палеоценовая – известняково-мергелистая; среднемиоценовая – кварцево-песчаная.

Геологоразведочные работы на сегодняшний день достаточно полно осветили строение верхних (миоцен–плиоцен) структурно-гидрогеологических этажей, где выявлены значительные запасы термоминеральных вод с температурой от 56 до 105° С и более, средней минерализацией 3–10 г/л и избыточными давлениями на устье скважин от 2,6 до 18 атм.

Так, к 1976 г. в Дагестане пробурено 40 разведочных термальных скважин, восстановлено из ликвидированного нефтяного фонда 30 скважин. Эксплуатационный фонд термальных скважин составляет 50 с суммарным дебитом при свободном самоизливе более 100 тыс. м³/сут или 36,5 млн. м³/сут.

Прогнозные эксплуатационные ресурсы термальных вод среднемиоценового комплекса с температурой 55–105° С, минерализацией 3–10 г/л и более составляют 3,3–4,1 млн. м³/сут или 1,2–1,5 млрд. м³/год.

Потребителями реализовано в 1976 г. 5 млн. м³, что составляет около 0,4% прогнозных запасов и около 36% суммы реализованной термальной воды по Советскому Союзу.

Оценка запасов по промышленным категориям произведена по Махачкала-Тернаирскому и Избербашскому месторождениям; по Кизлярскому месторождению завершается в 1977 г. с представлением в ГКЗ.

Миоценовый структурно-гидрогеологический этаж отделяется от нижележащего этажа мощной (от нескольких сот до 1500 м) толщей регионально выдержаных майкопских глин. Переход к каждому последую-

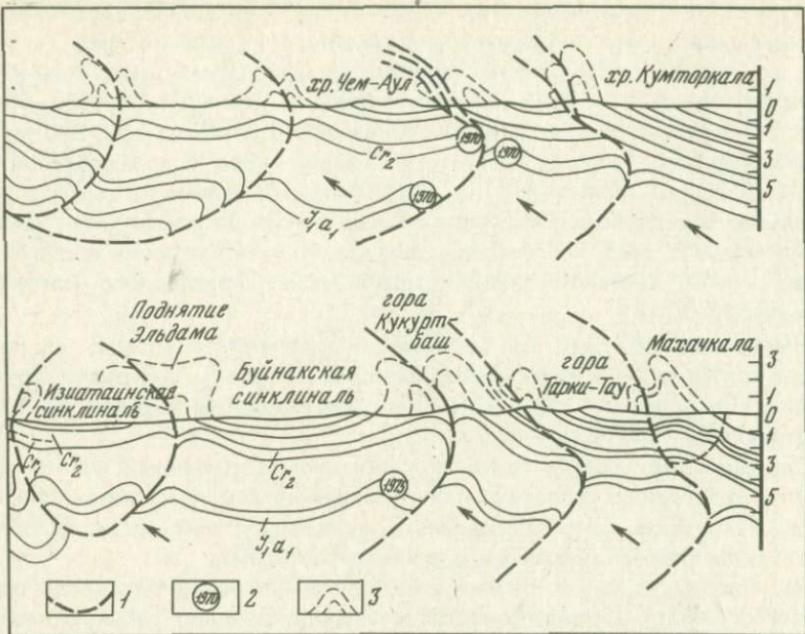


Рис. 2. Сейсмотектонические профили (составил С.А. Каспаров)

1 – Поверхности сколов и пологих надвигов; 2 – очаги землетрясений; 3 – воздушные складки

щему этажу разведки сопряжен с большими трудностями, которые возникают из-за отсутствия явных представлений о генезисе и механизме складчатости и соотношении структурных планов. В частности, переход от мелового этажа к юрскому этажу разведки выявил весьма сложное геологическое строение осадочного чехла, осложненное сколами, надвигами и поддвигами (Дузлак, Балхас-Хунук). В этой связи юрский этаж в настоящее время остается слабопознанным и неосвоенным. Еще менее освоенным остается пермо-триасовый структурный этаж, хотя мощность коллекторов в нем достигает 300–500 м.

Дагестанский сектор северного склона Большого Кавказа представляет собой новейшее сводовое поднятие между двумя внутриконтинентальными зонами рифтогенеза (предгорный прогиб и эвгеосинклинальный прогиб).

Горизонтальное сокращение пространства компенсируется в основном системой сколов в осадочном чехле, осложненных встречными надвигами (рис. 2). Осадочный чехол в непосредственной близости от указанных надвигов подвергается короблению: некомпенсентные толщи приобретают текучесть и "раздвигаются" (диапиритм), а компенсентные толщи претерпевают складчатость коробления с интенсивным дроблением материала в подвернутых частях складок. Таким образом, шарьяжная концепция, обновленная современными представлениями о рифтогенезе, позволяет создать стройную картину соотношения структурных планов осадочного чехла.

Узлы коробления, образующиеся в компетентных слоях каждого этажа, связаны между собой субвертикальным сколом, по которому развиваются каналы соответствующей гидротермальной системы, а сами узлы коробления образуют промежуточные гидротермальные камеры.

Характер размещения термоаномалий на территории Дагестана, а также выявленные геохимические аномалии в виде различных глубинных компонентов в естественных источниках подтверждают как исходную рабочую гипотезу, так и принятую концепцию геологического строения осадочного чехла.

Следовательно, объектами поисков и разведки в качестве естественных подземных котлов должны быть узлы коробления по различным структурным этажам.

Поиски таких узлов должны опираться на геотермические, газо-геохимические методы и на различные поверхностные проявления в виде просадочных морфоструктур, естественных источников, малых грязевулканических форм (грифоны, сальзы), солончаков, торфяников.

Указанный перечень признаков может быть существенно дополнен путем включения в него палеосейсмодеформаций и современных плейстосейстовых областей. Парагенетическая связь всех указанных явлений с узлами коробления убедительно доказывается сейсмотектоническим анализом, а также суммой геолого-геофизических данных. Так, все известные очаги землетрясений в Дагестане путем достаточно точных определений координат были локализованы на периклиналях антиклинальных структур, где они ассоциируются с бессточными впадинами со следами гидротермальной разгрузки в виде травертиновых и серных бугров или грязевулканических малых форм. Точная гравика в указанных пунктах показывает отрицательные аномалии – результат разуплотнения пород в узлах коробления. Сейсморазведка МОВ в этих условиях не дает обычных положительных результатов, однако сам факт потери отражения свидетельствует о значительной раздробленности пород в узлах коробления. Проседание сводовых частей антиклиналей по кольцевому грабену также является характерным признаком разуплотнения пород в узлах коробления. Таким образом, намечается комплекс геологических, геохимических, геофизических и геодинамических поисковых признаков.

Кроме того, в самых общих чертах поиск можно ориентировать по контуру слабодислоцированных блоков (широких корытообразных синклиналей), поскольку именно по контуру жестких блоков образуются структуры коробления (рис. 3).

Система разведки узлов коробления должна складываться из двух этапов. На первом этапе необходимо применять комплекс геофизических методов (сейсморазведка, гравиразведка, терморазведка). Терморазведка особенно желательна как специфичный метод разведки, направленный на выявление термоаномалий. В результате работ первого этапа могут быть получены контуры узла коробления или естественного котла. Дальнейшие разведочные работы с применением глубокого бурения следует концентрировать в контуре аномалии, но не профильным, а кустовым (радиально-концентрическим) методом.

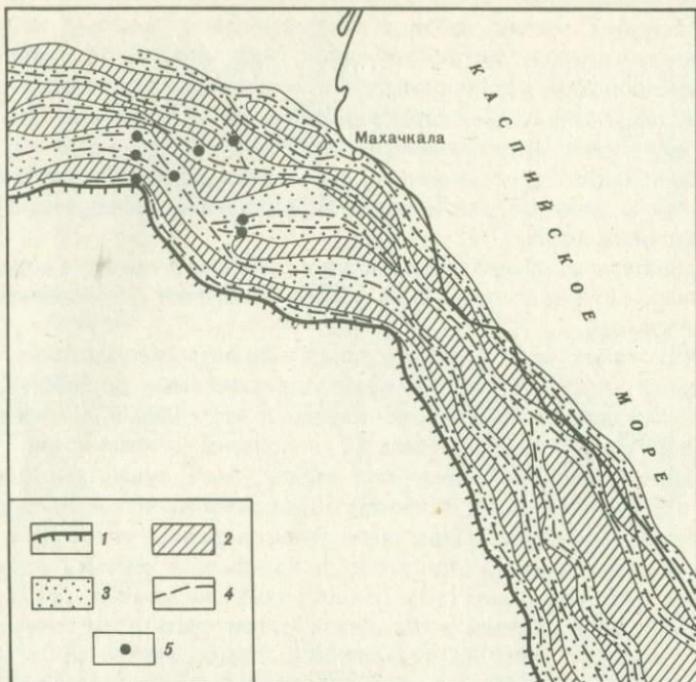


Рис. 3. Схема соотношения зон коробления и недислоцированных блоков на территории передовой складчатости Дагестана (составил С.А. Каспаров)

1 — Граница выходов мезозойских отложений; 2 — недислоцированные блоки; 3 — зоны коробления; 4 — следы плоскостей надвигов; 5 — макросейсмические эпицентры землетрясений

Радиально-концентрическая система разведки соответствует системе трещин гидроразрыва, которая возникает в результате каждого очередного внедрения летучих компонентов из первичных магматических камер в промежуточные камеры в узлах коробления.

Естественный гидроразрыв массива пород, таким образом, выступает как универсальный механизм активных геодинамических процессов. Это обстоятельство является общепризнанным в процессах вулканизма и получает признание в сейсмологии благодаря большому количеству новых фактов в виде гидрогеологических предвестников землетрясений.

На этом основании структуры, возникающие в результате естественного гидроразрыва пород, рекомендуются нами в качестве естественных подземных котлов.

Выше были рассмотрены принципиальные возможности обнаружения естественных трещиноватых структур типа подземных котлов.

Разнообразная многоступенчатая структура Дагестана позволяет выявить и разведать широкий спектр такого рода структур на всех структурных этажах. В тех случаях, когда узлы коробления окажутся отсеченными от основных магистралей гидротермальных систем, могут быть применены все известные методы создания искусственной емкости и проницаемости путем гидроразрыва или промышленных взрывов.

На этом основании предлагается создание на территории Дагестана геотермического полигона, где будут отработаны новейшие методики и технологические схемы низко- и высокопараметрической геотермальной энергетики.

Изложенное свидетельствует о том, что Дагестан относится к одному из наиболее геотермически напряженных районов невулканических областей Союза. Это можно объяснить, по нашему мнению, лишь наличием крупных еще не остывших неоинтрузивных тел (батолитов, лакколитов), пронизывающих земную кору, включая основание осадочной толщи.

В заключение следует отметить, что освоение геотермальных ресурсов Дагестана необходимо осуществлять планомерно и комплексно для малой и большой геотеплоэнергетики, бальнеологических целей и развития редкометальной химической промышленности с соблюдением интересов развития соответствующих отраслей народного хозяйства и охраны окружающей среды.

Г. М. Сухарев, С. П. Власова

Грозненский нефтяной институт

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ г. ГРОЗНОГО, ИСКУССТВЕННОЕ ВОСПОЛНение РЕСУРСОВ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Среднемиоценовые отложения Терской и Сунженской антиклинальных зон характеризуются высокими температурами. Очень четкая тепловая аномалия фиксируется в пределах Октябрьской антиклинали, расположенной в юго-восточной части г. Грозного. Повышенный тепловой режим здесь является результатом воздействия ряда факторов, среди которых значительная роль отводится гидрогеологическому. Они определяют местоположение водонапорных комплексов складки относительно областей питания и разгрузки, наличие гидравлической связи между водонапорными пластами на отдельных участках, отток тепла от крыльев к своду за счет тепловой анизотропии горных пород, приуроченность залежей нефти к повышенным частям структуры.

Геотермические и гидрогеологические условия водоносных пластов среднемиоценовых отложений Терско-Сунженской области зависят также от литологического состава, проницаемости. В разрезе карагана и чокрака выделяются 23 песчаных пласта, почти все они обладают активным водонапорным режимом. В большинстве пластов первоначальные статические уровни находились на отметках + 130 – +225 м.

Наиболее активным гидродинамическим режимом обладают IV–VII, XIII, XVI, XXII пласти. Они сложены средне- и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками очень высокой проницаемости. Коэффициенты фильтрации этих пластов, установленные по результатам гидродинамических исследований скважин при стационарных и нестационарных

режимах фильтрации, изменяются от 1,5 до 3 м/сут, водопроводность — в пределах 25–150 м²/сут.

Длительной разработкой нефтяных залежей, приуроченных к этим пластам, многолетними режимными наблюдениями установлено повсеместное распространение песчаников, постоянство их мощности и высокая проницаемость (1–3 дарси) в пределах восточной части Терско-Сунженской области. Они имеют более высокие по сравнению с другими пластами гидростатические напоры (+220 ÷ +320 м), падение которых наблюдалось только при очень больших отборах жидкости во время эксплуатации нефтяных залежей. Но после остановки скважин уровни быстро восстанавливаются, что свидетельствует об активном поступлении пластовых вод.

Хорошие фильтрационные свойства песчаников карагано-чокракского водонапорного комплекса обусловили очень высокие естественные скорости движения подземных вод. До разработки нефтяных залежей они составляли 6–30 м/год. В процессе разработки нефтяных залежей они возрастили в 2–3 раза. В песчаниках карагана и чокрака распространены слабоминерализованные воды гидрокарбонатного-натриевого типа. Воды большинства пластов близки по составу, имеют минерализацию 0,8–2,5 г/л. Менее минерализованные воды встречаются в пластах с активным гидродинамическим режимом.

В работах А.М. Шайдерова, Г.М. Сухарева, В.М. Николаева высокие температурные условия среднемиоценовых отложений Терской и Сунженской антиклинальных зон объясняются поступлением нагретых вод с юга.

В предгорных прогибах, окаймляющих Сунженскую антиклиналь с юга, воды среднемиоценовых отложений погружаются на большие глубины (до 4000–4500 м) и нагреваются. Двигаясь далее на север и северо-восток к Октябрьской антиклинали с высокой скоростью, высокотермальные воды интенсивно прогревают окружающие породы, создавая тепловую аномалию. Накопленный в последнее время материал по замерам температур в значительном количестве пристаивающих скважин положен в основу построенных нами карт геоизотерм по кровлям Караганского и Чокракского горизонтов, а также I, IV–VII, XIII, XVI пластов песчаников.

В пределах Октябрьской антиклинали наблюдается неравномерное распределение температур по площади и разрезу (рис. 1). На всех картах самые низкие значения температур фиксируются в сводовой части складки, где геоизотермы в общих чертах повторяют структурный план. При погружении пород температура растет, причем в южном и юго-восточном направлениях более интенсивно. На общем фоне роста температуры с глубиной здесь вырисовывается тепловая аномалия. Геоизотермы на юго-восточном периклинальном окончании уже не повторяют структурный план. Самая высокая температура установлена на южном крыле. На глубине 1000 м температура по площади распределяется следующим образом: в скв. 2-T, расположенной на южном крыле складки, температура равна 104°C. Постепенно в северном направлении она снижается до 102,3°C (скв. 13-T), 100°C (скв. 3-T), 90°C (скв. 6-T), 87°C (скв. 5-T), 68°C (скв. 14-T), т.е. на участке протяженностью 2 км на одной и той же

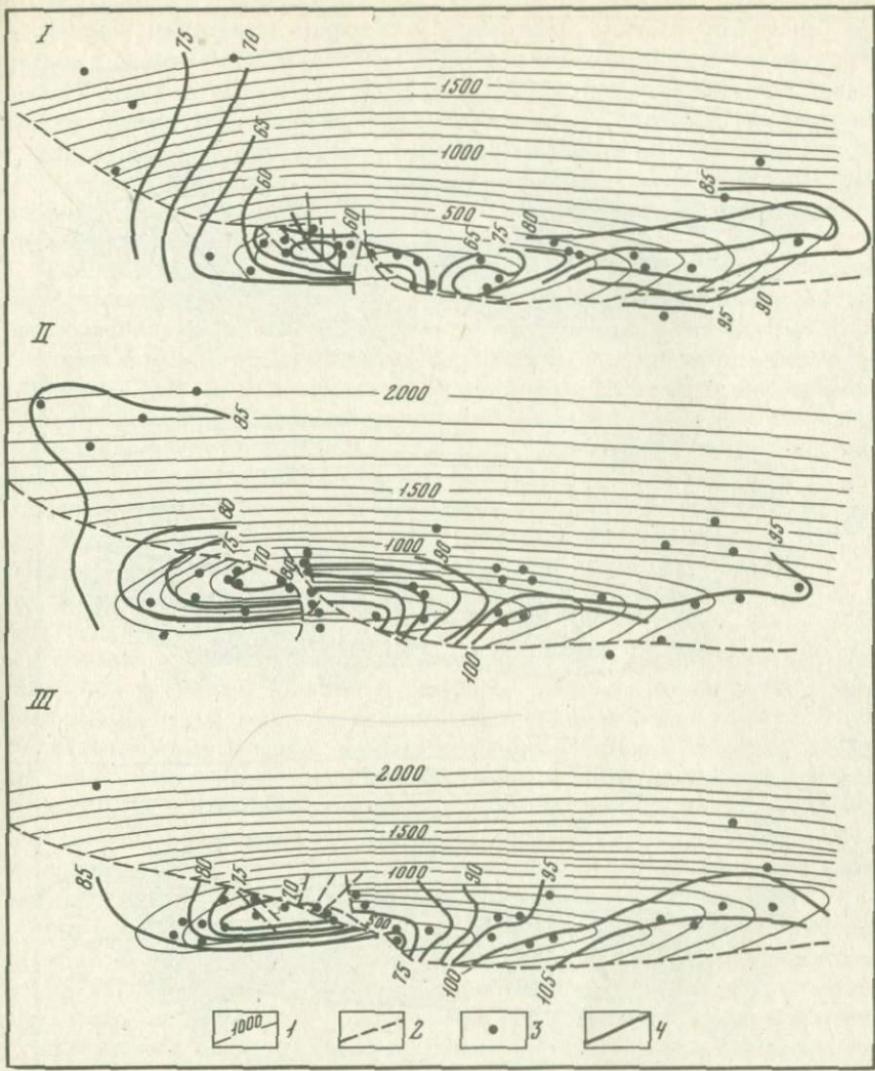


Рис. 1. Карты геоизотерм Октябрьского нефтяного месторождения

I — По кровле I пласта; II — по кровле XIII пласта караганских отложений; III — по кровле XVI пласта чокракских отложений; 1 — изогипсы по кровле XXII пласта; 2 — тектонические нарушения; 3 — скважины, в которых замерена температура; 4 — геоизотермы

глубине температура снижается на 36°. Подобное снижение температуры наблюдается по кровле караганского горизонта.

При движении с юга к своду складки термальные воды прогревают горные породы, создавая на южном крыле положительную тепловую аномалию; на северном крыле их движение сопровождается частичным охлаждением горных пород. Поэтому температура на южном крыле Октябрьской складки растет значительно интенсивнее, чем на северном.

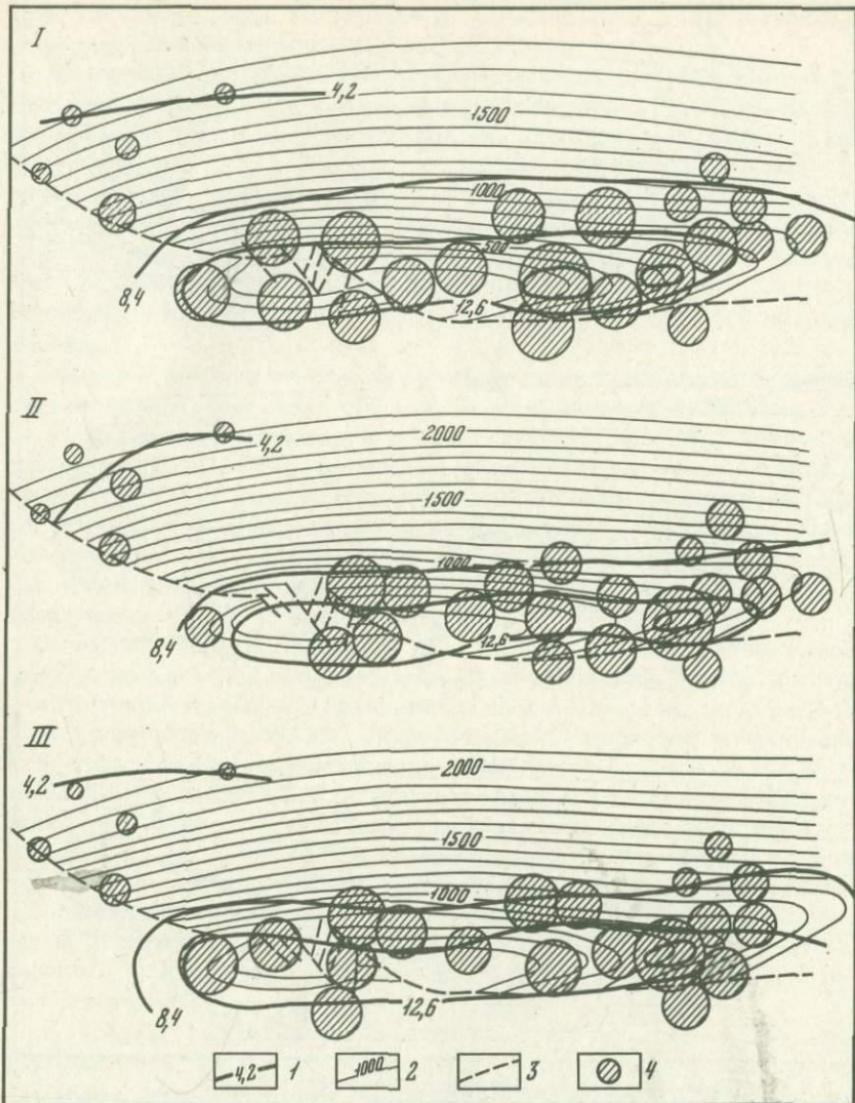


Рис. 2. Карты тепловых потоков Октябрьского нефтяного месторождения

I – Для сарматских отложений; II – для караганских отложений; III – для среднемиоценовых отложений; 1 – линии равной плотности теплового потока 10^{-2} Вт/м 2 ; 2 – изогипсы по кровле XXII пласта; 3 – тектонические нарушения; 4 – значения плотности теплового потока – $4,2 \cdot 10^{-2}$ Вт/м 2

Темп изменения температуры по разрезу среднемиоценовых отложений также дифференцирован в зависимости от степени активности подземных вод. Наиболее четко на юго-восточной периклинали тепловая аномалия вырисовывается по XVI пласту, где установлены самые высокие естественные скорости движения подземных вод (до 60 м/год).

Непостоянство фильтрационных свойств песчаников, наличие текtonических нарушений приводит к изменению скорости движения термальных вод по площади. И как следствие этого, наблюдается неравномерный прогрев пород. Наиболее высокий прогрев отмечается в пределах юго-восточной периклинали и южного крыла складки. Уменьшение водопроводимости песчаников в северо-западном направлении приводит к снижению скорости движения вод, а следовательно, и температуры. Повышение минерализации вод в этом направлении свидетельствует о снижении гидродинамической активности вод.

Определения теплопроводности горных пород с учетом пластового давления и температуры и замеры температур по значительному количеству точек позволили рассчитать плотность теплового потока и построить карты тепловых потоков по сарматским, караганским и среднемиоценовым отложениям (рис. 2). Октябрьская складка характеризуется уникальной тепловой аномалией. Сводовая часть антиклинали попадает в зону очень высоких тепловых потоков ($18,8 - 12,6 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²). На крыльях складки значения тепловых потоков снижаются от $12,6 \cdot 10^{-2}$ до $8,4 \cdot 10^{-2}$ Вт/м².

Плотность теплового потока, так же как температура, в пределах Октябрьской складки уменьшается в северном направлении. Так, в скважине 2-Т, расположенной на южном крыле складки, тепловой поток равен $11,3 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², в скважине 6-Т — $10,9 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², 5-Т — $8,0 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², 1-Т (на северном крыле) — $7,1 \cdot 10^{-2}$ Вт/м².

Тепловая напряженность недр миоценовых отложений в своде Октябрьской антиклинали частично (до 20%) связана с тепловой анизотропией горных пород, наличием залежей нефти в коллекторах.

Четкая приуроченность аномалии тепловых потоков к своду в юго-восточной периклинали Октябрьской складки свидетельствует о привносе тепла высокотермальными водами с юга и, возможно, из нижележащих водонапорных пластов по зонам повышенной проницаемости и трещиноватости горных пород. Не исключена также возможность наличия здесь теплового очага на значительной глубине.

Карты геоизотерм тепловых потоков показывают, что на гидрогеологические и геотермические условия миоценовых отложений значительно влияет разрывное нарушение, секущее Октябрьскую антиклиналь с северо-запада на юго-восток. Оно частично нарушает гидравлическую связь юго-восточного блока с северо-западным, южного крыла с северным. На подступах к Сунженскому хребту воды, по-видимому, меняют направление движения. Частично они огибают юго-восточное периклинальное окончание Сунженской складки и направляются в Алханчуртскую синклиналь. По сути они охлаждаются. Поэтому на северо-восточной и особенно на северо-западной периклиналях и на северном крыле складки установлены более низкие значения температур, геотермического градиента и теплового потока. Так, в пределах северо-западной периклинали (участок Гойты) тепловой поток снижается до $3,6 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². По всем точкам, где определялся суммарный (измеренный) тепловой поток, нами была проведена оценка конвективной составляющей теплового потока (Кутас, Гордиенко, 1971; Череменский, 1972). Как показали расчеты, она колеблется от $1,7 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² до $11,3 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Максимальные значения конвектив-

ной составляющей плотности теплового потока установлены на юго-восточной периклиниали, она превышает кондуктивную в 1,5–2 раза. Более низкие значения установлены в пределах северо-западной периклиниали.

По температурным замерам произведена оценка скорости вертикальной фильтрации на отдельных участках (Гидрогеологические вопросы подземного захоронения промышленных стоков, 1969; Митник, 1973; Методические рекомендации по изучению режима температуры подземных вод, 1973). Расчеты показали, что, возможно, движение вод происходит по разрезу и за счет этого возможно создание тепловых и гидрохимических аномалий на отдельных участках.

Оценка конвективной составляющей теплового потока подтвердила высокий тепловой потенциал бальнеологически ценных термальных вод среднемиоценовых отложений Октябрьского месторождения, которые уже используются и еще шире могут быть использованы для теплофикации города, промышленных предприятий, для расширения теплично-парникового хозяйства и в бальнеологических целях. При проектировании скважин на термальные воды, при решении вопросов об объеме отбираемой воды, восстановлении ее запасов, как показали исследования, необходимо учитывать выявленные закономерности в температурном и гидродинамическом режиме. Скважины следует закладывать в зонах тепловой аномалии, с учетом направления и скорости стока вод и расположения дизъюнктивных дислокаций.

Многолетняя практика разработки нефтяных и газовых залежей, приуроченных к карагано-чокракским песчаникам, показала, что к извлечению подземных вод надо подходить осторожно, так как при отборе жидкости около $25\,000 \text{ м}^3/\text{сут}$ уровни термальных вод в контурных скважинах начали интенсивно снижаться, прекратилось фонтанирование скважин, расположенных за контуром нефтеносности, что привело к созданию огромной воронки депрессии, охватившей гидродинамическую систему Черные горы–Передовые хребты, к снижению дебитов естественных термальных источников и к полному иссяканию некоторых из них, расположенных на расстоянии 20–40 км от нефтяных скважин. В последние годы отбор жидкости из пластов резко сократился, наблюдается восстановление уровней. Снова в 1972 г. зафункционировал исчезнувший в 1932 г. Восточный Горячеводский источник. Дебит его в настоящее время уже составляет около $100 \text{ м}^3/\text{сут}$. С выработкой нефтяных залежей среднемиоценовых отложений созданы благоприятные условия для практического использования термальных вод. При проектировании больших отборов потребуется искусственное восполнение их запасов. Необходимость установления допустимых отборов термальной воды и определения в связи с этим количества нагнетаемой в пласт воды при восстановлении запасов побудила авторов произвести в 1965 г. тепловые расчеты изменения температуры пласта при нагнетании различных количеств жидкости с учетом конвективного и кондуктивного переноса тепла.

В настоящее время нами проводятся детальные тепловые и гидродинамические расчеты с применением аналогового моделирования и ЭВМ для полосы потока подземных вод шириной 5–10 км с граничными условиями $H = \text{const}$ ($P_{\text{наг}} = \text{const}$) и $Q = \text{const}$.

При расчетах используются фактические данные по дебитам, давлению и приемистости нагнетательных скважин за 25-летний период разработки нефтяных залежей среднемиоценовых отложений с применением нагнетания попутных пластовых вод в те же пласти. Рассматриваются пока две гидродинамические схемы: 1) эксплуатационные скважины располагаются на юго-восточном периклинальном окончании Октябрьской складки (Ханкальский участок), ряд нагнетательных скважин — на расстоянии 20–30 км к югу от эксплуатационных, в районе выхода этих отложений на поверхность; 2) эксплуатационный ряд скважин находится в Петропавловской антиклинали ортогонально основному естественному потоку подземных вод. В качестве нагнетательных используются уже пробуренные эксплуатационные скважины.

Расчеты показали, что время продвижения фронта нагнетаемой воды со стороны области питания по первой гидродинамической схеме превышает 100 лет; охлаждения недр за этот период времени не произойдет. По второй гидродинамической схеме при отборе 30–50 тыс. м³/сут изменения температуры не произойдет в течение 50–100 лет по разным вариантам.

Если принять расчетную нагрузку на отопление и горячее водоснабжение 0,8–1,2 Гкал/ч на 1000 жителей, то количества отбираемого тепла достаточно для теплоснабжения густонаселенных районов г. Грозный.

Л и т е р а т у р а

- Гидрогеологические вопросы подземного захоронения промышленных стоков. М.: Изд-во ВСЕГИНГЕО, 1969, вып. 14, с. 75–87.
Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Тепловые поля Украины. Киев: Наукова думка, 1971, 140 с.
Плялько В.И., Митник М.М. Исследование процессов переноса тепла и вещества в земной коре. Киев: Наук. думка, 1971, с. 26–37.
Митник М.М. Исследование связи динамики подземных под и геотермические условия в водонапорных пластовых системах. Автореф. канд. дис. (МГРИ), 1973.
Методические указания по изучению режима температуры подземных вод. М.: Изд-во ВСЕГИНГЕО, 1973, с. 83–88.
Череменский Г.А. Геотермия. Л.: Недра, 1972, с. 170–173.

П. И. Самойленко, А. В. Дроздов

Камчатское промысловое управление по использованию глубинного тепла Земли

ОСОБЕННОСТИ БУРЕНИЯ СКВАЖИН НА ПЕРЕГРЕТЫЕ ВОДЫ (из опыта разведки Паужетского месторождения)

Работы по разведке геотермальных месторождений на Камчатке начаты в 1957 г. на Паужетском месторождении перегретых вод. В 1962–1968 гг. была проведена разведка Большебанного месторождения парогидротерм. В настоящее время осуществляется доразведка Паужетского место-

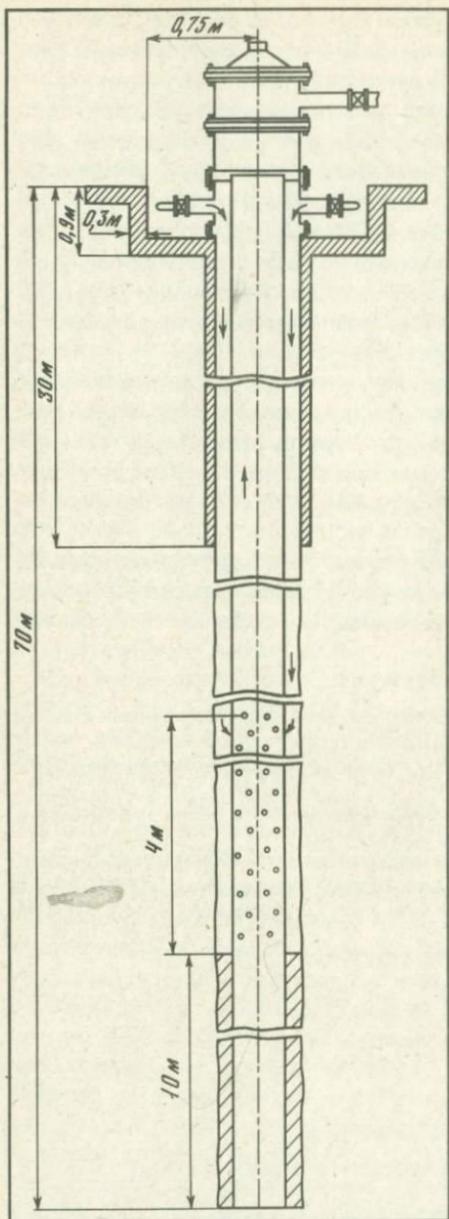


Рис. 1. Схема оборудования устья скважины в устойчивых породах

рождения и начаты работы по разведке Кошевского месторождения. Здесь впервые скважины вывели сухой пар. Проведена до-разведка месторождения Горячий пляж на о. Кунашир (Курильские острова).

В общем комплексе разведочных работ на парогидротермы основным видом является разведочное бурение, занимающее в общих затратах на поиски и разведку основной объем.

В зарубежной практике (Италия, США, Исландия и др.) для бурения скважин на месторождениях парогидротерм применяются только роторные станки.

В статье изложены пути проводки таких скважин, основанные на опыте бурения Паужетского месторождения.

Размеры месторождений, запасы парогидротерм и их теплознергетические параметры устанавливаются только по данным опробования буровых скважин.

Выбор способа бурения, а следовательно, и оборудования определяется рядом факторов: 1) геологическим строением месторождения; 2) назначением скважин (поисковые, разведочные, разведочно-эксплуатационные, эксплуатационные) и их глубиной; 3) гидрогеологическими и термогидродинамическими условиями (ожидаемые притоки в скважину,

давление на устье, температура и др.); 4) транспортными условиями к месторождениям и на месторождениях, влияющими на завоз оборудования и его перевозки на участках.

Первая скважина на Паужетском месторождении (Р-1) была пробурена роторным станком УЗГМ-БД (глубина 800 м). Учитывая тяжелые горнотехнические условия, в дальнейшей практике бурения скважин при поисковых и разведочных работах было решено отказаться от ротор-

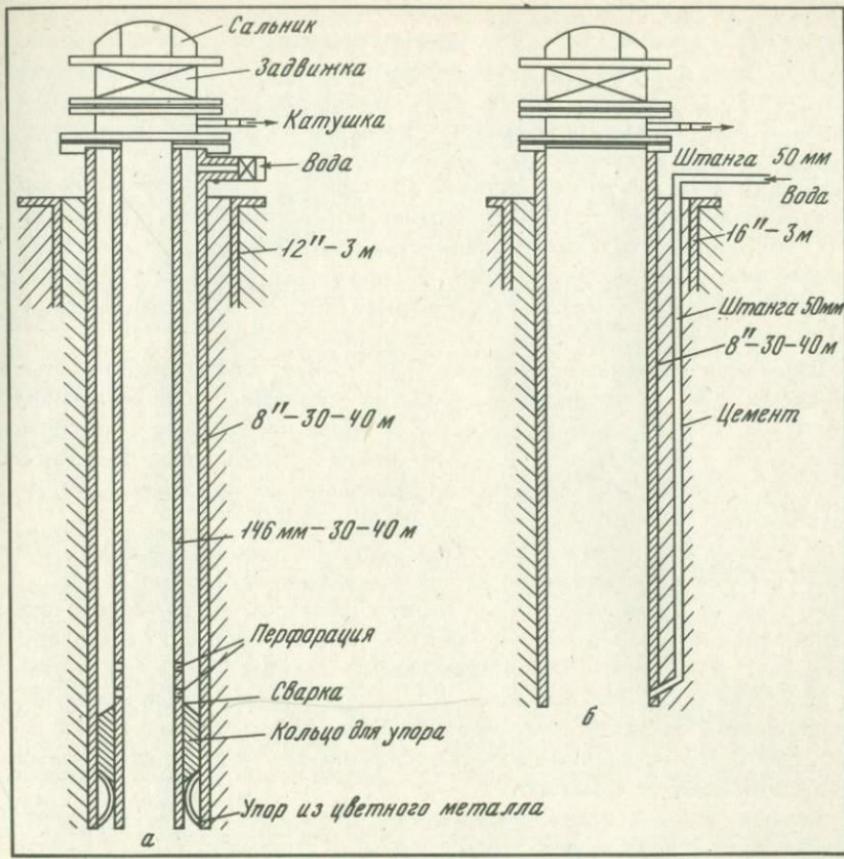


Рис. 2. Схема оборудования устья скважины в неустойчивых породах

ногого бурения и перейти на станки колонкового ряда (ЗИФ-1200, ЗИФ-650).

Способы бурения, конструкция скважин претерпели из-за этого существенные изменения, и практически методы проходки таких скважин были разработаны буровиками Камчатского территориального геологического управления.

Определяющими условиями в методике проходки скважин остаются: 1) обеспечение полной безопасности проведения работ при бурении и опробовании, 2) стремление получить скважину наибольшего технически возможного для этих станков диаметра, что вызвано необходимостью пропускания через скважину полученного количества пароводяной смеси (ПВС).

При поисково-разведочном бурении применение колонковых станков привело к увеличению скорости бурения за счет резкого сокращения времени на монтажно-демонтажные работы и перевозку. Это значительно снизило стоимость 1 п.м бурения.

Как показали результаты драгоценности Паужетского месторождения (1972—1975 гг.), при бурении скважин с высокими дебитами колонко-

вое бурение не может обеспечить диаметры скважин, необходимые для пропуска ПВС выше 30 кг/с. Для бурения разведочных скважин с высокими дебитами, а также эксплуатационных скважин необходимо применение легких роторных станков, обеспечивающих большие диаметры скважин. Здесь при выборе бурового оборудования главную роль играет не экономическая, а техническая сторона вопроса.

Технологически проходка скважин на парогидротермы ничем существенно не отличается от обычного бурения, но имеет некоторые особенности: 1) необходимость оборудования устья скважин для обеспечения ликвидации внезапных выбросов ПВС, 2) промывка скважин в условиях больших температур и постоянных притоков ПВС, 3) ликвидация специфических аварий при проходке геотермальных скважин.

Возможность внезапных выбросов ПВС требует оборудования устья задвижками для экстренного перекрытия скважины с соблюдением условий ТБ. Для бурения в условиях выброса необходимо применять вращающийся превентор или устьевой сальник. Необходимо постоянно следить за температурой специальных промывочных жидкостей для бурения скважин с температурой на забое до 200–250°С.

При бурении станками колонкового ряда конструкция скважин и схема оборудования их устья зависит от глубины залегания перегретых вод.

При бурении на месторождении первых скважин, когда геологогидрогеологические условия еще не известны, устье их должно быть оборудовано так, чтобы исключалась возможность прорыва ПВС при внезапном вскрытии продуктивной зоны. Для предотвращения выбросов ПВС на поверхность по затрубному пространству приуставная площадка бетонируется после установки шахтного направления, которое связывается с площадкой воедино арматурой.

Скважина должна иметь конструкцию, позволяющую осуществлять охлаждение ее ствола в зоне парообразования, производство промыслового-геофизических и гидрогеологических наблюдений в процессе бурения и опробования при достижении ею проектной глубины.

При встрече ПВС на глубине более 100 м выбросы задавливаются подачей холодного раствора или воды через буровой снаряд, а при отсутствии снаряда в скважине — через один из отводов о головка, так как холодный столб раствора или воды в скважине высотой 100 м задавливает любой выброс. Схемы оборудования устья скважин в устойчивых и неустойчивых породах приведены на рис. 1 и 2.

Дальнейшая конструкция скважины разрабатывается с учетом устойчивости стенок скважины и необходимости обсадки продуктивного интервала фильтровыми трубами диаметром 127 мм.

Бурение производится шарошечными долотами. Наблюдаются повышенный износ долот из-за выноса смазки опор при высоких температурах в скважинах. Промывка ствола скважины осуществляется в устойчивых породах — водой, в неустойчивых — глинистым раствором, приготовленным из бентонитовой глины.

При задавливании выбросов ПВС в раствор добавляется утяжелитель (гематит). В обычных случаях параметры глинистого раствора типичны для бурения проходимой разновидности пород.

При высоких температурах в скважине возможно спекание глинистого раствора. При остановке бурения более чем на 15–20 мин вокруг бурового снаряда образуется сальник, который не пропускает промывочную жидкость и приводит к тяжелым авариям. Для улучшения раствора при высоких температурах производились добавки УЩР и ТЩР (угле- или торфо-щелочной реагент) в количестве до 10% от веса раствора. Это предотвращало образование сальников до температуры 160–170°C. Испытать растворы с другими реагентами не представилось возможным из-за их отсутствия.

Основные осложнения при бурении скважин на парогидротермы связаны с внезапными выбросами ПВС. Это задерживает проходку скважин и приводит к дополнительным затратам на их "задавливание". Особо опасны выбросы на малых глубинах, когда скважина еще не оборудована противовыбросными устройствами. При больших расходах ПВС количества промывочной жидкости не хватает для понижения температуры.

Исходя из опыта работ на 1 кг/с ПВС необходимо закачать в скважину 1 л/с воды с температурой 15–18°C, чтобы понизить температуру выходящей жидкости до 80°C и свести выброс к простому изливу воды.

При выбросах ПВС с дебитом более 30 кг/с нужна мощная насосная группа. Необходимо иметь в районе буровой источник воды с соответствующим дебитом. Зачастую задавливание скважины не представляется возможным. Например, не удалось углубить скважины 4, РЭ-2. Метод подачи холодной воды в скважину по межтрубному пространству или по дополнительной трубе, поставленной рядом с обсадной колонной, предложенной буровиками П.И. Самойленко и В.И. Крещеновским, позволил пройти ряд скважин, где зоны с перегретыми водами встречены до глубины 100 м.

Разработаны и испытаны две схемы охлаждения ствола скважин. Первая схема (см. рис. 1) рекомендуется в том случае, когда верхняя часть разреза сложена устойчивыми отложениями, вторая (имеющая два варианта) — при неустойчивых породах (см. рис. 2). Чем глубже посажена колонна и чем больше подается промывочной жидкости, тем ниже температура выходящей из скважины воды.

Оборудование устьев скважин приводит к дополнительным затратам, утяжеляет конструкцию скважины и требует создания специальной насосной группы. При больших расходах ПВС проходка скважин не удается и с применением этого метода. Поэтому для бурения разведочно-эксплуатационных и эксплуатационных скважин рекомендуем применять станки роторного типа. Для уменьшения времени на их перевозку необходимо выбирать станки самоходные или блочного монтажа.

Кроме обычных аварий при бурении на парогидротермы, наблюдениями установлено повышенное количество обрывов снаряда, связанное, очевидно, с влиянием высоких температур на металл замков и бурильных труб. Особенно сложны аварии, связанные с прихватами снаряда. Такие аварии из-за спекания глинистого раствора и образования сальников удается ликвидировать только при помощи разворота снаряда и обтуркой его в интервале прихватов.

Частые обрывы или временные остановки в бурении из-за отсутствия

электроэнергии или поломки привода станка приводят обязательно к прихватам снаряда. При этом образуются сальники размеров в 30–40 м. Если простой занимает небольшое время, то прихват иногда удается ликвидировать закачкой холодной воды, постепенно добиваясь вращения. При образовании сальников не помогает ни метод вибрации, ни вытаскивание силой (домкрат), так как это приводит только к осложнениям аварии.

При проходке скважин на гидротермальных месторождениях необходимо соблюдение следующих требований техники безопасности: 1) обязательное выполнение требований по конструкции скважины и наличию насосных групп; 2) работа только на вынос или с автоматическими элеваторами, работа с верховыми рабочими должна быть категорически запрещена, так как внезапные выбросы ПВС до 50 м в высоту могут поразить находящихся на вышке людей; 3) проведение ликвидации выбросов ПВС под контролем бурового мастера, к работе допускаются только обученные работники, все работающие должны быть одеты в специальные гидротермостойкие противовыбросные костюмы; 4) соблюдение постоянного контроля за температурой выходящей промывочной жидкости; 5) в процессе спуско-подъемных операций обязательно охлаждение скважин по предложенным схемам. В случае вскрытия перегретых вод на глубине более 100 м при подъеме снаряда необходима доливка в скважину промывочного раствора.

Выводы. 1. Проходка поисково-разведочных скважин экономически более целесообразна станками колонкового бурения. Методика бурения таких скважин разработана в Камчатском геологоуправлении и управлении.

2. Скважины разведочно-эксплуатационные и эксплуатационные рекомендуется проходить роторными станками.

3. Обобщив опыт работы на парогидротермы на Камчатке, необходимо разработать правила безопасного ведения работ.

4. Необходимо наладить организацию обучения персонала методам проходки скважин на перегретые воды, ввести обмен опытом работы с предприятиями по бурению на нефть и газ; ввести также использование зарубежного опыта.

Л. М. Митник

Ленинградский гидрометеорологический институт

ВОЗМОЖНОСТИ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ ДИСТАНЦИОННЫМИ МЕТОДАМИ

1. В последние годы для поиска новых и изучения известных геотермальных систем все шире применяются дистанционные методы исследования. Физической основой дистанционного зондирования геотермальных систем является зависимость интенсивности излучения подстилающей поверхности от температуры. При прочих равных условиях температура

подстилающей поверхности и градиент температуры в приповерхностном слое будут выше в районах геотермальных аномалий по сравнению с окружающим фоном.

Интенсивность излучения поверхности целесообразно измерять в тех участках спектра, где влияние атмосферы мало. Воздействие атмосферы приводит к ослаблению излучения поверхности; кроме того, к излучению поверхности добавляется собственное излучение атмосферы.

Влияние атмосферы минимально на волнах $\lambda \cong 3,4\text{--}4,2$ и $\sim 8\text{--}12$ мкм — это так называемые окна прозрачности в инфракрасном (ИК) диапазоне — и на $\lambda \geq 1$ мм — в сверхвысокочастотном (СВЧ) диапазоне.

Длины волн в ИК и СВЧ-диапазонах отличаются более чем на два порядка. С этим связано и резкое различие толщин эффективно излучающего слоя подстилающей поверхности L . В ИК-диапазоне излучение формируется в слое толщиной несколько микрометров и интенсивность излучения несет информацию только о температуре самого верхнего слоя.

В СВЧ-диапазоне толщина излучающего слоя намного больше, чем в инфракрасном и может варьировать от долей до нескольких десятков сантиметров, возрастая с длиной волны. Таким образом, интенсивность излучения будет зависеть не только от температуры поверхности, но и от температуры подповерхностных слоев.

2. Первые измерения температуры поверхности в геотермальных областях с помощью ИК-радиометра были выполнены на территории Йеллоустонского национального парка в 1961 г. На ИК-снимках геотермальные проявления были четко различимы, однако классифицировать эти особенности оказалось невозможным. Этот же район использовался и в последующих работах. В частности, Л. Миллер (Miller, 1968) применил ИК-измерения для идентификации районов тепловых аномалий, а также рекомендовал проводить повторные самолетные наблюдения для изучения временной изменчивости геотермальных систем.

В последующие годы ИК-съемка выполнялась в Новой Зеландии, Исландии (Watson, 1974), Италии (Cassinis, Lechi, 1974), в нашей стране (Гусев и др., 1972; Шилин и др. 1975), в Эфиопии, Кении (Barnea, 1972) и в других странах. Так, например, самолетные ИК-измерения позволили обнаружить в Эфиопии 105 участков, температура поверхности которых примерно на 10°K выше окружающего фона. Обследование территории осуществлялось с высоты 3000 м, пространственная разрешающая способность равнялась ~ 6 м.

В работах по ИК-радиометрии поверхности приводятся различные оценки величины порога обнаружения теплового потока из земных недр. Если за единицу теплового потока принять $1 \cdot 10^{-6}$ кал/ $\text{см}^2\text{с}$, то оценка порога обнаружения будет варьировать от 150—500 до 300—900 единиц (Watson, 1974, 1975).

Возможность обнаружения более слабых аномалий зависит не от чувствительности аппаратуры, например, чувствительности ИК-радиометра соответствовала 15 единицам потока (Strangway, Holmer, 1966), а от правильного учета разнообразных факторов, оказывающих влияние на температурный режим поверхности.

3. В ходе теоретических и экспериментальных работ было показано,

что радиационная температура, регистрируемая ИК-радиометром, зависит как от состояния атмосферы, так и от свойств поверхности.

Даже при ясном небе ослабление излучения поверхности будет зависеть от расстояния между источником и приемником излучения, от содержания в атмосфере водяных паров и аэрозолей, от полосы частот, в которой осуществляется прием излучения. Наиболее изменчиво содержание водяного пара, что вызывает вариации спектра ослабления атмосферы и может привести к ошибочной интерпретации результатов измерений, сделанных в дни с различной влажностью. Влияние ослабления в аэрозолях возрастает с укорочением длины волны: оно наиболее заметно в коротковолновом окне прозрачности $\sim 3,4\text{--}4,2$ мкм, уменьшается в диапазоне 8–12 мкм и пренебрежимо мало в СВЧ-диапазоне.

Состояние атмосферы является также одним из основных факторов, определяющих суточный ход температуры поверхности. При сплошной облачности амплитуда суточного хода температуры резко уменьшается и сглаживаются температурные контрасты, обусловленные различием свойств подстилающей поверхности.

Рассмотрим вкратце, от каких факторов зависят вариации физической и радиационной температур подстилающей поверхности (Watson, 1975).

Участки поверхности с различным альбедо будут по разному нагреваться солнцем (при постоянстве прочих характеристик), что приведет к образованию температурных контрастов. К такому же эффекту приведет различие в излучательной способности отдельных участков. Действительно, радиационная температура поверхности T_p равна произведению излучательной способности κ на физическую температуру T . Средняя величина излучательной способности в окне прозрачности $\sim 8\text{--}12$ мкм $\kappa_{sp} = 0,95$. Наибольшие отличия от среднего значения отмечаются у силикатных пород (Watson, 1975), что, естественно, вызывает вариации радиационной температуры. Учесть изменения T_p , вызванные различием значений κ , можно путем проведения спектральных измерений в ИК-диапазоне. Тип подстилающей поверхности, а следовательно, и ее излучательная способность, могут быть определены по характерным особенностям ИК-спектра (Vincent, 1975). Таким образом, сочетание спектральных измерений с интегрированием по частоте принципиально может служить основой для оценки температуры и определения типа подстилающей поверхности.

Следующий важный параметр поверхности — величина тепловой инерции, от которой зависит амплитуда суточного хода температуры и глубина проникновения тепловой волны в грунт. Тепловая инерция находится по следующему соотношению:

$$P = \frac{1}{\gamma} = \sqrt{\kappa c s}, \quad (1)$$

где κ — удельная теплопроводность; ρ — плотность, s — удельная теплоемкость; γ — тепловой параметр.

На основе обработки экспериментальных данных найдено, что для большинства горных пород и почв ($\rho \leqslant 4$ г/см³) связь между величинами P и ρ близка к линейной. Повышенные значения P характерны для

пород и минералов, богатых кремнием; пониженные — для пород с низким содержанием кремнезема и с высоким содержанием окислов железа (Watson, 1975). Рост влажности может нарушить отмеченную закономерность, так как приводит к резкому увеличению тепловой инерции.

Для различных типов подстилающей поверхности значения теплового параметра γ меняются примерно на порядок: от $\sim 80-100$ до $\sim 6-8$. Чем больше величина γ (меньше тепловая инерция), тем больше амплитуда суточного хода температуры и меньше глубина проникновения тепловой волны в грунт. Так, например, на основании модельных расчетов найдено, что при $\gamma = 50$ амплитуда суточного хода температуры поверхности составляет ~ 50 К, а при $\gamma = 20$ снижается примерно до $20-22$ К (Watson, 1975).

Помимо уже отмеченных факторов, температура поверхности будет зависеть от географической широты и сезона (что можно учесть при проведении модельных расчетов) и от наклона поверхности. Вариации наклона поверхности, а также направления и скорости ветра могут привести к появлению температурных контрастов, не связанных с аномалиями в величине потока тепла из недр.

Из изложенного следует, что для повышения надежности обнаружения геотермальных аномалий по данным дистанционных ИК-съемок необходимо свести к минимуму влияние мешающих факторов. Чтобы уменьшить влияние суточного хода температуры, рекомендуется выполнить измерения в ясную погоду и в определенное время суток: в предрассветные часы или, еще лучше, 2-3 раза в сутки (Watson, 1975). Далее, коррекцию на величину излучательной способности можно производить или путем спектральных ИК-измерений (о чем уже шла речь выше), или сопровождая тепловую ИК-съемку местности измерениями отражательной способности. И наконец, обработку данных ИК-наблюдений необходимо выполнять с привлечением информации о наклонах поверхности.

Отметим, что приведенные выше рассуждения относятся к тепловой съемке хорошо обнаженных и достаточно сухих поверхностей. Растильные покровы и значительное увлажнение поверхностей могут существенно усложнить интерпретацию измерений.

4. Рассмотрим теперь дистанционные исследования поверхностей в СВЧ-диапазоне. Интенсивность излучения в СВЧ-диапазоне обычно измеряется в градусах радиояркостной температуры. Регистрируемая на летательном аппарате радиояркостная температура может быть представлена в виде следующей суммы:

$$T_{\text{я}}(\lambda) = T_{\text{яп}}(\lambda) e^{-\tau_{\lambda}(H)} + T_{\text{яатм}}(\lambda, H) + T_{\text{яатм}}(\lambda) (1 - \kappa_{\lambda}) e^{-\tau_{\lambda}(H)}, \quad (2)$$

где $T_{\text{яп}}(\lambda)$ — яркостная температура поверхности на волне λ ; $\tau_{\lambda}(H)$ — поглощение в атмосфере между поверхностью и приемником излучения, расположенным на высоте H ; $T_{\text{яатм}}(\lambda, H)$ — радиояркостная температура слоя атмосферы от поверхности до высоты H ; $T_{\text{яатм}}(\lambda)$ — радиояркостная температура всей толщи атмосферы; κ — излучательная способность поверхности.

При наблюдениях в направлениях, отличных от надира, начинают проявляться

ляться поляризационные особенности, обусловленные различным характером зависимости от угла излучательной способности для излучения с вертикальной и горизонтальной поляризациями. Ослабление в атмосфере и ее собственное радиоизлучение также будут зависеть от угла.

Полезная информация о температуре поверхности содержится в первом слагаемом выражения (2), которое представляет собой следующий интеграл:

$$T_{\text{яп}}(\lambda) = \kappa_\lambda \int_0^{Z(\lambda)} T(z) \alpha_\lambda(z) e^{-\int_0^z \alpha_\lambda(z') dz'} dz, \quad (3)$$

где $Z(\lambda)$ — максимальная глубина, с которой еще доходит излучение до поверхности; $T(z)$ и $\alpha_\lambda(z)$ — вертикальные профили температуры и коэффициента поглощения соответственно.

Коэффициент поглощения и излучательная способность являются функциями частоты. Глубина проникновения $L_\lambda = 1/\alpha_\lambda$ и $Z(\lambda) = aL_\lambda$, где $a \geq 10$. Можно отметить общую закономерность, заключающуюся в том, что с увеличением длины волн поглощение в горных породах и минералах, а также в сухих почвах уменьшается, а глубина проникновения растет.

Если на глубинах $z < z(\lambda)$ температура $T(z) = \text{const}$, то спектр радиояркости поверхности будет подобен спектру излучательной способности. Если же температура с глубиной меняется, то одновременные измерения радиояркостной температуры поверхности на нескольких длинах волн с существенно различными глубинами проникновения могут быть в принципе использованы для оценки $T(z)$. При этом величина радиояркости на миллиметровых волнах (или же радиационная температура в ИК-диапазоне) даст сведения о температуре поверхностного слоя — из-за малой глубины проникновения, и измерения в сантиметрово-декиметровом диапазоне будут зависеть и от температуры более глубоких слоев.

Оценим величину приращения радиояркости поверхности, возникающую при переходе от опорных участков со средним потоком тепла к участку геотермальной аномалии, где поток тепла выше среднего. Примем, что профиль температуры в районе геотермальной аномалии $T_A(z)$ может быть следующим образом выражен через профиль температуры опорного участка $T_o(z)$:

$$T_A(z) = T_o(z) + \Delta T(z), \quad (4)$$

где $\Delta T(z)$ — приращение температуры в функции от глубин.

Полагая, что значения излучательной способности и коэффициента поглощения одинаковы в аномальном участке и в опорном, и что $\alpha_\lambda(z)$ с глубиной не меняется, получим

$$\Delta T_{\text{я}}(\lambda) = T_{\text{яа}}(\lambda) - T_{\text{яо}}(\lambda) = \kappa_\lambda \alpha_\lambda \int_0^{z(\lambda)} \Delta T(z) e^{-\alpha_\lambda z} dz, \quad (5)$$

Если $\Delta T(z) = \Delta T + az$, где ΔT и a — приращения температуры поверхности и градиента температуры в аномальном участке относительно опор-

ного, то выражение (5) сводится к следующему:

$$\Delta T_{\text{я}}(\lambda) = \kappa_{\lambda} (\Delta T \frac{\theta}{a_{\lambda}}) = \kappa_{\lambda} (\Delta T + a L_{\lambda}). \quad (6)$$

Первое слагаемое обусловлено различием температур поверхности, второе — различием температур в толще. В ИК-диапазоне обнаружение и исследование районов геотермальных аномалий основано на различии температур только самой поверхности, так как вклад второго слагаемого (из-за малой глубины проникновения) намного меньше, чем первого.

В СВЧ-диапазоне вклад второго слагаемого существен и увеличивается с длиной волны, так как одновременно возрастает глубина проникновения. Приращение радиояркости, как это видно из выражения (6), пропорционально не только величине ΔT , но и приращению градиента температуры. Поэтому даже при $\Delta T = 0$ приращения радиояркости, обусловленные наличием геотермальных аномалий, могут быть зарегистрированы.

В общем случае профиль температуры $T(z)$ является нелинейным. Задача оценки профиля $T(Z)$ по данным измерений $T_{\text{я}}(\lambda_i)$, $i = 1, 2, \dots, n$, где n — число измерительных каналов, сводится к решению интегрального уравнения Фредгольма I рода и является, таким образом, некорректной. Не останавливаясь на особенностях решения уравнения (3) относительно профиля $T(Z)$, обратимся как и в случае ИК-измерений к анализу мешающих факторов, вызывающих вариации радиояркости, которые не имеют отношения к вариациям физической температуры $T(Z)$.

5. Данные модельных расчетов и экспериментов показывают, что поглощение радиоволн в атмосфере и ее собственное радиотепловое излучение (см. выражение (2)) необходимо учитывать лишь при измерениях в миллиметровом диапазоне. В сантиметровом и особенно в дециметровом диапазонах атмосфера практически прозрачна даже при наличии облаков, что делает проведение дистанционных исследований геотермальных областей независящим от погоды.

Вариации излучательной способности сред в СВЧ-диапазоне обусловлены как изменением электрических параметров подстилающей поверхности, так и свойствами поверхности раздела (степенью шероховатости, наличием покровов). Если предположить, что поверхность гладкая или имеет шероховатости, радиус которых много больше длины волны, то излучательная способность определяется через коэффициенты зеркального отражения, которые для однородных с глубиной сред могут быть рассчитаны по формулам Френеля как функции комплексной диэлектрической проницаемости среды, угла визирования и поляризации принимаемого излучения.

Изучение результатов экспериментальных исследований электрических характеристик сухих горных пород и почв, выполненных в широком диапазоне длин волн от $\sim 0,8$ до 70 см, показало, что их относительная диэлектрическая проницаемость ϵ меняется от $\sim 2,1$ (пемза черная) до ~ 10 (некоторые виды базальтов), а тангенс диэлектрических потерь $\operatorname{tg}\delta$ — от $\sim 0,005$ — $0,007$ (габбро, пемза, андезит и др.) до $\sim 0,1$ для неко-

торых видов базальтов (Кротиков, 1962; Шмулевич, 1970; Campbell, Ulrich, 1969; Hoekstra, Delaney, 1974).

Так как при изменении длины волны диэлектрическая проницаемость остается практически постоянной, а значения $\operatorname{tg}\delta$ хотя и меняются, но не превышают $\sim 0,1-0,2$, то спектр излучательной способности гладкой однородной поверхности будет плоским. Оценки, основанные на формулах Френеля, показывают, что изменение ϵ от 2 до 10 ($\operatorname{tg}\delta < 0,2$) приводит в случае визирования в надир к уменьшению излучательной способности поверхности от $\sim 0,978$ до $\sim 0,73$. (При наблюдении под углом 30° к надиру значения κ будут меняться от 0,956 до $\sim 0,68$ на горизонтальной поляризации и от $\sim 0,98$ до $\sim 0,78$ на вертикальной¹).

У базальтов значения ϵ обычно больше 6 и излучательная способность $\kappa \leq 0,82$, в то время как у гранитов и риолитов $\kappa > 0,82$. Отмечается следующая общая закономерность: рост плотности породы сопровождается увеличением диэлектрической проницаемости, а значит, и уменьшением излучательной способности подстилающей поверхности (Шмулевич, 1971). В соответствии с этим наибольшая излучательная способность отмечается у пород с наименьшим удельным весом.

Излучательная способность порошкообразных пород больше излучательной способности твердых, из которых они образованы, так как диэлектрическая проницаемость порошкообразной породы падает по мере уменьшения ее плотности.

Как и в ИК-диапазоне, излучательная способность поверхности в СВЧ-диапазоне зависит от влажности. Однако если в окне прозрачности 8–12 мкм увлажнение приводит к росту излучательной способности, то в СВЧ-диапазоне отмечается обратная картина, что связано с малыми значениями κ у воды. Так, например, излучательная способность спокойной водной поверхности при температуре 15°C изменяется от $\sim 0,36$ ($\lambda = 5-60$ см) до $\sim 0,78$ ($\lambda = 1$ мм). Заметим попутно, что присутствие свободной воды вызывает рост поглощения, а значит, и уменьшение толщины эффективно излучающего слоя поверхности.

Расчет излучательных способностей шероховатых и неоднородных подстилающих поверхностей сложен. Теоретические и экспериментальные исследования показали, что наличие шероховатостей вызывает рост значений κ . Изменение коэффициента поглощения с глубиной по линейному закону оказывается на величине κ незначительно. Приращение излучательной способности, обусловленное подобной неоднородностью, следует учитывать только в дециметровом диапазоне (Шульгина, 1973).

Заметно может повлиять на величину радиоактивности поверхности (особенно в дециметровом диапазоне волн) рассеяние на внутренних неоднородностях подстилающей поверхности, что следует из данных модельных расчетов и экспериментов (England, 1976; Keihm, Langseth, 1975). Важность учета эффектов рассеяния увеличивается с ростом глубины проникновения электромагнитной волны в грунт, что характерно для очень сухих пород и почв, обладающих малыми потерями.

Чтобы из данных СВЧ-измерений, выполненных над пестрой подстилающей поверхностью, выделить район геотермальных аномалий, необходимо располагать сведениями о характере слагающих пород и о накло-

нах поверхности. Как и в случае тепловой ИК-съемки, надо учитывать суточный ход температуры на различных глубинах в пределах эффективно излучающего слоя для диапазона длин волн зондирования. Чтобы уменьшить влияние суточного хода температуры на интерпретацию результатов, измерения желательно проводить на волнах дециметрового диапазона, где вследствие большой глубины проникновения вариации радиояркости поверхности из-за суточного хода температуры становятся малыми. Другой путь уменьшения влияния суточного хода температуры связан с выбором оптимального времени суток и погодных условий для проведения наблюдений.

Из изложенного следует, что дистанционные исследования геотермальных областей целесообразно проводить путем совместных наблюдений в СВЧ- и ИК-диапазонах. При такой схеме зондирования районы геотермальных аномалий будут идентифицироваться по положительным приращениям радиояркости (радиационных) температур, что обусловлено двумя причинами: повышенными значениями температуры поверхности и повышенными значениями градиента температуры в приповерхностном слое.

Правильность интерпретации данных дистанционных измерений в ИК- и СВЧ-диапазонах во многом зависит от детального знания излучательных характеристик и особенностей температурного режима различных подстилающих поверхностей. В связи с этим необходимо проведение дистанционных измерений на специальных перегонах с синхронными наземными наблюдениями величин, влияющих на интенсивность теплового излучения.

Л и т е р а т у р а

- Гусев Н.А., Кариженский Е.Я., Шилин Б.В. Инфракрасная аэросъемка при изучении районов активной геотермальной деятельности. — Сов. геология, 1972, № 1, с. 114—119.
- Кротиков В.Д. Некоторые электрические характеристики земных пород и их сравнение с характеристиками поверхности слоя Луны. — Изв. высш.учебн.зав. — Радиофизика, 1962, № 6, 5, с. 1057—1061.
- Шилин Б.В., Груздев В.Н., Зеленов Е.Н., Растворгув Н.Г. Термопроявления Долины Гейзеров на Камчатке по материалам инфракрасной аэросъемки. — Сов. геология, 1975, № 1, с. 137—141.
- Шмулевич С.А. Определение диэлектрических характеристик горных пород в диапазоне длин волн 0,8—60 см. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 10.
- Шмулевич С.А., Трацкий В.С. О зависимости диэлектрических свойств горных пород от их объемного веса. — Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 3, 593—594.
- Шульгина Е.М. Излучательная способность почвы с линейно-неоднородными характеристиками. — Труды ГГО, 1973, вып. 295, с. 98—107.
- Barnea I. Geothermal power. Sci. Am., 1972, v. 226, N 1, p. 70—77.
- Campbell M.I., Ulrich I. Electrical properties of rocks and their significance for lunar radar observations. — J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 25, p. 5867—5881.
- Cassinis R., Lechi G.M. The use of infrared radiometry in geothermal areas. — Phys. Volcanol. Amsterdam, 1974, p. 117—131.
- England A.W. Relative influence upon microwave emissivity of fire-scale stratigraphy, internal scattering and dielectric properties. — Pure and applied geophysics, 1976, vol. 114, N 2, p. 287—299.
- Hoekstra P., Delaney A. Dielectric properties of soils at VHF and microwave frequencies. — J. Geophys. Res., 1974, vol. 79, N 11, p. 1699—1708.
- Keihm S.I., Langseth M.G. Microwave emission spectrum of the Moon mean global heat flow and average depth of the regolith. — Science, 1975, vol. 187, N 4171, p. 64—66.

- Miller L.D.* Location of anomalously hot earth with infrared imagery in Yellowstone National Park. — Proc. 4th Internat. Symposium on Remote Sensing of Environment. Univ. Michigan, 1968, p. 245—261.
- Strangway D.W., Holmer R.C.* The search for ore deposits using thermal radiation. — Geophysics, 1966, vol. 31, N 2, p. 225—242.
- Watson K.* Geothermal reconnaissance from quantitative analysis of thermal infrared images. — Proc. 9th Internat. Symposium on Remote Sensing of Environment. Univ. Michigan, 1974, vol. 3, p. 1919—1932.
- Watson K.* Geologic applications of thermal infrared images. — Proc. of the IEEE, 1975, vol. 63, N 1, p. 128—137.
- Vincent R.K.* The potential role of thermal infrared multispectral scanners in geological remote sensing. — Proc. IEEE, 1975, vol. 63, N 1, p. 137—147.

Р. И. Кутас, М. И. Бевзюк, О. А. Геращенко, Т. Г. Грищенко

Институт геофизики АН УССР

Институт технической теплофизики АН УССР

УСТРОЙСТВО ДЛЯ НЕПОСРЕДСТВЕННОГО ИЗМЕРЕНИЯ ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ ЗЕМЛИ В СКВАЖИНАХ

Существующая методика определения тепловых потоков Земли основана на раздельном измерении геотермического градиента и теплопроводности горных пород в одном и том же интервале глубин ниже слоя сезонных колебаний температуры. Этот сложный и трудоемкий метод является общепринятым и единственным, несмотря на то, что в настоящее время разработаны высокочувствительные теплометрические датчики, позволяющие выполнять непосредственные измерения плотности теплового потока.

Основная особенность определения естественных тепловых потоков Земли состоит в том, что необходимо измерять весьма малые величины потока в массиве горных пород на значительной глубине от поверхности Земли. Поэтому тепломерные датчики должны иметь высокую чувствительность (не ниже $0,3 \text{ мВ}\cdot\text{м}^2/\text{Вт}$), небольшие размеры и теплопроводность, сравнимую с теплопроводностью горных пород.

В Институте геофизики АН УССР совместно с сотрудниками Института технической теплофизики АН УССР разработан прибор, предназначенный для прямых измерений теплового потока и температуры в скважинах. Для измерения плотности теплового потока использован чувствительный термоэлектрический датчик батарейного типа (Геращенко, 1971). Основная идея устройства теплометрической батареи состоит в том, что элементы включены параллельно по генерируемому сигналу. Плотность элементов в датчиках, изготавляемых гальваническим способом, может достигать 1500 шт./см^2 . Эти датчики обладают почти неограниченными возможностями увеличения чувствительности к измеряемому параметру. Разработанный алгоритм расчета оптимизированных конструктивных размеров позволяет получать датчики с требуемыми характеристиками (чувствительностью, электрическим и термическим сопротивлением).

Для описываемого прибора изготовлены датчики двух типоразмеров — Ø30×6 и 50×6 мм с чувствительностью соответственно 0,4 и 1,0 мВ·м²/Вт и теплопроводностью порядка 0,5–0,6 Вт/м·К. Для одновременного измерения температуры в приборе устанавливается терморезистор КМТ-1.

Конструктивно прибор оформлен в виде цилиндрической оправки, присоединяемой к стандартному кабельному наконечнику через переходник из материала с тепловыми свойствами, близкими тепловым свойствам датчика. Герметизация осуществлена при помощи уплотнительных резиновых колец. Датчик теплового потока установлен таким образом, что его тепловоспринимающая поверхность нормальна направлению геотермического потока. Терморезистор установлен непосредственно под датчиком теплового потока.

Изготовлено и испытано два варианта прибора. В первом оправка выполнена металлической (нержавеющая сталь). Стенки ее толщиной 1 мм почти не влияют на градиуровочную характеристику тепломера. Об этом свидетельствуют данные градиуровок тепломера до установки в оправку и после, отличающиеся между собой менее чем на 2%.

В другом варианте прибора теплометрический датчик помещался в контейнер, изготовленный из материала с тепловыми свойствами, близкими тепловым свойствам датчика. Контейнер через переходник подсоединялся к стандартному кабельному наконечнику.

Методика измерений отработана в процессе испытаний прибора в скважинах различной глубины. Всего было испытано более 40 скважин на территории трех геологических провинций. Одновременно тепловые потоки определялись по геотермическому градиенту и теплопроводности горных пород. Результаты измерений по некоторым скважинам приводятся в таблице.

Сравнение результатов определения теплового потока по геотермическому градиенту и теплометру

Район исследований	№ скважины	Интервал глубины, м	Геотермический градиент, к/км	Теплопроводность, Вт/м·К	Тепловой поток, мВ/м ²	
					по геотермическому градиенту	по теплометру
Закарпатский прогиб	1164	47–690	53,0	1,82	96,5	100
То же	951	225–37	22,2	1,73	38,4	40
Украинский щит	2912	40–75	13,0	2,10	27,3	46
То же	2916	26–103	17,0	2,25	38,3	35
"	2920	26–112	14,0	2,20	30,8	35
Днепровско-Донецкая впадина	630	25–49	15	1,74	26,1	35
То же	25	20–43	19	1,70	32,3	31
"	676(4)	25–94	28	1,70	47,6	46
"	9	187–300	37,5	1,75	65,6	55

Снаряд на трехжильном кабеле опускался на забой скважины. Стационарный режим устанавливался через 3,0–3,5 час. при диаметре прибора 60 мм и через 2,5–3,0 часа при диаметре прибора 40 мм. Регистрация сигнала осуществлялась при помощи мостовой схемы или самописца с усилителем.

Измеряемая величина теплового потока зависит не только от технических возможностей, но и от условий измерения. Датчик теплового потока и прибор в целом – это инородное тело, присутствие которого вызывает искажение теплового поля в массиве пород. Если датчик аппроксимировать телом вращения, то возмущения теплового поля описываются соотношением (Каганов, Розеншток, 1961)

$$q = \frac{q_i [1 + (K - 1)n]}{K},$$

где

$$K = \frac{\lambda_d}{\lambda};$$

$$n = \frac{\gamma^2 + 1}{\gamma^3} (\gamma - \operatorname{arctg} \gamma);$$

$$\gamma = \sqrt{\left(\frac{d}{h}\right)^2 - 1};$$

λ_d и λ – соответственно теплопроводность датчика и окружающих его пород; d и h – соответственно диаметр и высота датчика. При диаметре датчика 40 мм и высоте 6 мм искажение потока в наиболее неблагоприятном случае, когда теплопроводность датчика сильно отличается от теплопроводности горных пород, составляет около 20% при $K = 0,5$ и около 10% при $K = 2$.

В большинстве случаев зафиксированные тепломерами значения тепловых потоков в пределах ошибки измерений совпадают с вычисленными по градиенту значениями температуры и теплопроводности пород. Лучшая сходимость результатов наблюдалась при установке тепломеров на забое не обсаженных скважин. Термометрические датчики, установленные в жидкости, заполняющей скважину, как правило, дают неустойчивые показания. Величина теплового потока колеблется вокруг среднего значения, при этом в некоторых случаях отклонения от среднего превышают 50%. Эти колебания, очевидно, создаются за счет неустойчивости жидкости. В обсаженных скважинах тепломеры дают заниженные значения тепловых потоков. Картина распределения тепловых потоков в этих случаях весьма сложная и нуждается в дополнительных исследованиях. Результаты определения тепловых потоков двумя методами сравниваются в таблице. Наблюдающиеся в скважинах 2912, 630 и 9 значительные расхождения в величинах вызваны, очевидно, тем, что результаты получены на различных глубинах. Геотермические градиенты иногда существенно изменяются по глубине. Особенно большие искажения наблюдаются в верхней части разреза. Кроме того, геотермические градиенты обычно осредняются в пределах некоторых интервалов глубин, а тепломеры устанавливаются на забое

скважин и, следовательно, характеризуют величину теплового потока в самой нижней части указанных в таблице интервалов. В скв. 676 геотермический градиент и теплопроводность вообще не определялись. Приведенные в таблице значения получены в глубокой скв. 4 (глубина свыше 3000 м), пробуренной на той же площади.

Выполненные экспериментальные работы показали целесообразность применения теплометрических датчиков для измерения естественных тепловых потоков Земли. Они позволяют проводить более детальное изучение тепловых потоков и исследовать их вариации по площади и по глубине.

Л и т е р а т у р а

Геращенко О.А. Основы теплометрии. Киев.: Наукова думка, 1971, 192 с.

Каганов М.А., Розеншток Ю.Л. Об измерении тепловых потоков с помощью теплометров. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 8, с. 1174—1178.

С. В. Тимарева

Геологический институт АН СССР

ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ БАЗАЛЬТОВ ИСЛАНДИИ

Высокая геотермальная активность составляет важнейшую геологическую особенность Исландии. Наиболее ярко она проявляется в конвективном выносе глубинного тепла многочисленными гидротермами и вулканическими извержениями. Но и кондуктивная форма геотермальной активности — фоновый тепловой поток, как показывают его предварительные оценки, также здесь повышен по сравнению со среднепланетарным его значением.

Первые его определения были представлены в 1957 г. Г. Бедварссоном. По его данным теплопроводность четырех образцов неизмененных базальтов из Юго-Западной Исландии лежит в диапазоне 3,9—4,5 мкал/см·с·°С (табл. 1). Г. Палмасон исследовал методом разделенного стержня (*divided bar*) шесть образцов керна из скважины, пробуренной на одном из островов прилегающего к Исландии архипелага Вестманназияр, и получил на двух образцах базальта значение теплопроводности, равное 4,5 мкал/см·с·°С.

Нами была исследована представительная коллекция образцов горных пород, взятых из обнажений в различных районах Исландии во время работы там Советской комплексной геолого-геофизической экспедиции, а также образцов керна из скважин, пробуренных Департаментом природного тепла Исландии в разных местах острова. Определение теплопроводности этих образцов позволяет с большей надежностью судить о величине этого важнейшего геотермического параметра исландских пород.

Всего было исследовано 163 образца основных и кислых изверженных пород с разной степенью раскристаллизованности, а также пород, подвергшихся более или менее интенсивной гидротермальной переработке. Сред-

Таблица 1

Теплопроводность молодых базальтов

Регион	Коли- чество образ- цов	Содержание SiO_2 , вес. %	Теплопроводность 10^{-3} кал/см·с·°С		
			min	max	средняя
Исландия:					
Базальты Юго-Западной Исландии	4	—	3,9	4,5	—
" о. Хеймазай	2	—	—	—	4,5
" свежие"	75	44,1–51,8	2,68	5,74	3±0,07
" гидротермально-измененные	11	—	1,97	4,09	2,99
Гавайские острова*		50,44	2,03	3,53	3,38
Плато Колумбия (Орегон, США)	1	50,71	—	—	3,8
Галапагосские острова	1	46,14	—	—	5,3

* Материалы ГИН АН СССР.

ние по составу породы, очень редкие в Исландии, представлены в исследованной коллекции лишь одним образцом. Измерения проводились на сухих образцах при комнатной температуре и атмосферном давлении.

Большинство образцов (122) исследовалось стационарным методом на установке Лямбда конструкции ВНИИ метрологии им. Д.И. Менделеева. Эта установка представляет собой одну из модификаций техники раздленного стержня, впервые использованную А. Бенфилдом в 1939 г. Она позволяет определять значения теплопроводности в диапазоне 0,24–34,5 мкал/см·с °С с погрешностью ±10%, а при эталонировке с использованием в качестве стандарта плавленного кварца результаты воспроизводятся с точностью ±3%. Для измерений из образцов приготовляются цилиндрические таблетки размерами 12×4 мм. Такие размеры таблетки позволяют исследовать лишь плотные стекловатые или тонкозернистые породы, составляющие абсолютное большинство в изученной коллекции; эти размеры вполне обеспечивают получение объективных оценок.

Часть образцов (24) исследовалась одним из нестационарных методов — методом мгновенного источника, разработанным в зондовом варианте в ИФЗ АН СССР (Любимова и др., 1964). Преимуществом этого способа является быстрота проведения опыта и возможность использования крупных образцов произвольной формы. В описываемых экспериментах исследовались главным образом отрезки керна длиной от 50 мм и диаметром от 40 мм, в которых для помещения зонда просверливалось отверстие глубиной 33 мм и диаметром 3 мм. Аппаратурная погрешность обусловлена неидеальностью теплового контакта поверхности зонда со стенками отверстия, графической регистрацией хода опыта (этот недостаток впоследствии был устранен заменой самописца Н-37 с усилителем И-37 на цифровой милливольтметр Ф-30 или частотомер 4-3-36), а также некоторыми другими конструктивными особенностями схемы. По вос-

производимости результатов величина погрешности зондового метода, как и для установки Лямбда, оценена в $\pm 10\%$.

Для выяснения сопоставимости результатов, полученных разными методами, еще 17 образцов данной коллекции было исследовано на обеих схемах. Расхождения между значениями, определенными на установке Лямбда и зондовым методом, не превышают аппаратурной погрешности. Поэтому точность всех найденных значений теплопроводности оценена в $\pm 10\%$.

Результаты проведенных исследований суммированы в табл. 2.

В геологическом разрезе Исландии резко преобладают породы основного состава и прежде всего базальты, составляя примерно 90% объема всей массы новейших вулканитов (Thorarinsson, 1967); в исследованной коллекции свежих базальтов 75 образцов. Как показала проверка по критерию Пирсона, распределение всех значений теплопроводности, найденных для основных пород, не противоречит нормальному закону Гаусса при 5%-ном уровне значимости. Разбивка этой общей совокупности на более мелкие свидетельствует об их полной однородности, вытекающей из совпадения как средних, так и предельных значений. Анализ распределения значений, определенных только в базальтах, показал, что его статистики практически не отличимы от статистик общей совокупности, что дает основание считать и это распределение не противоречащимциальному закону (табл. 2). На рис. 1 вместе с гистограммами этих совокупностей приведена гистограмма значений теплопроводности 32 образцов только кернового материала. Средняя теплопроводность этих образцов оказывается равной $3,58 \cdot 10^{-3}$ мкал/см·с°С, т.е. совпадает с указанными в табл. 1 и 2. Это совпадение показывает, что материал, взятый из обнажений, вполне представителен для заключений о теплопроводности разреза.

Полученные нами данные о теплопроводности основных пород Исландии ниже значений, указываемых во многих работах (например, (Кларк, 1969)). Однако они хорошо согласуются с результатами исследований гавайских и некоторых других базальтов, как это видно из табл. 1. Так, по данным П. Декера и Д. Пека (Decker, Peck, 1967), теплопроводность толеитовой корки лавового озера Алаэ — одного из кратеров вулкана Килауэа — увеличивается в диапазоне температур от комнатной до 645°C с $2,03$ мкал/см·с°С в поверхностных образцах с пористостью около 40% до 3,53 в образцах с пористостью менее 11%, взятых с глубин 4,5 м и бо-

Таблица 2

Статистики распределений величин теплопроводности основных пород Исландии (а — по 103 образцам пород с содержанием SiO_2 57 вес. %, б — по 75 образцам базальтов)

Статистика	Символ	а	б
Среднее значение	λ	$3,59 \pm 0,06$	$3,62 \pm 0,07$
Основное отклонение	δ	$0,62 \pm 0,04$	$0,62 \pm 0,05$
Показатель асимметрии	α	$0,29 \pm 0,07$	$0,26 \pm 0,08$
Показатель эксцесса	i	$1,29 \pm 0,14$	$1,40 \pm 0,16$

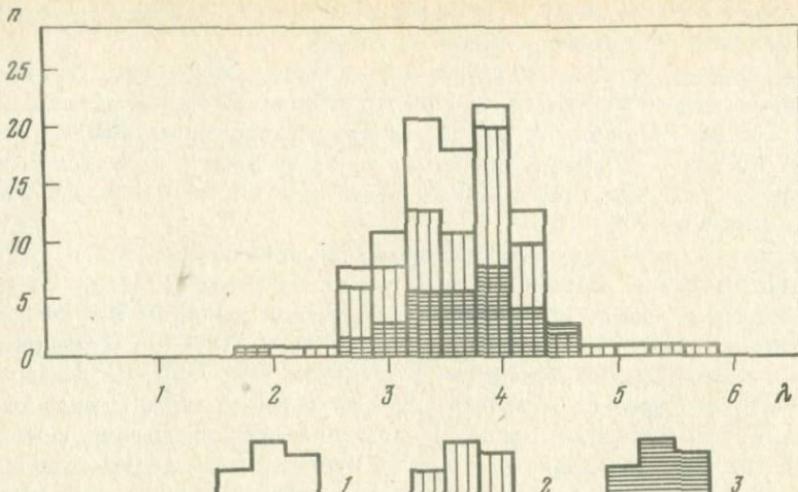


Рис. 1. Распределение измеренных величин теплопроводности (в 10^{-3} кал·см· $^{\circ}$ С)
 1 – Всех исследованных образцов пород с содержанием SiO_2 57вес.%; 2 – одних базальтов; 3 – образцов основных пород из кернового материала; n – число образцов

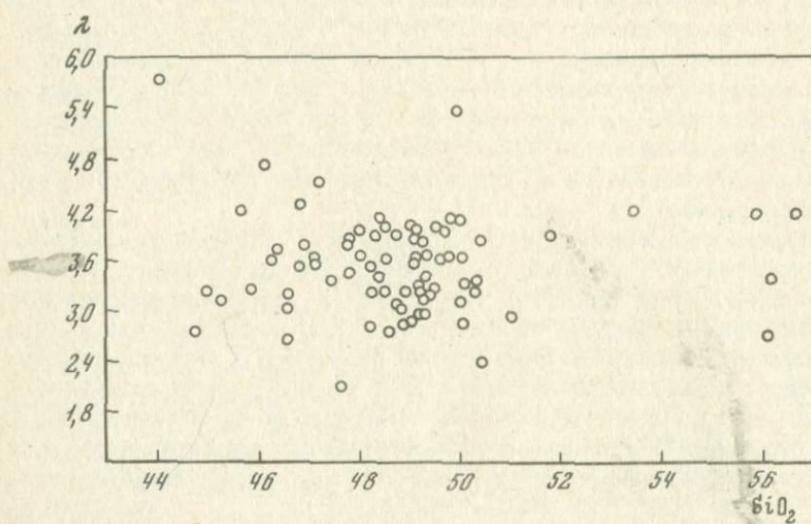


Рис. 2. Соотношение между SiO_2 (вес.%) в исследованных породах основного состава и их теплопроводностью (в 10^{-3} кал·см· $^{\circ}$ С)

лее, и в среднем оценивается как 3,38 мкал/см· $^{\circ}$ С. По данным Т. Мурасе и А. Мак-Берни (Murase, Mcbirney, 1973), теплопроводность стекловатых базальтов плато Колумбия (Орегон) при комнатной температуре близка к 3,8 мкал/см· $^{\circ}$ С, тогда как у оливиновых базальтов Галапагосских островов она в аналогичных условиях достигает примерно 5,3.

Природа вариаций теплопроводности основных пород пока еще не вполне ясна. В ряде случаев – например, для гавайских базальтов – устанавливается их связь с пористостью. Однако анализ зависимости

между теплопроводностью основных пород Исландии и их плотностью показывает, что она слаба. Корреляционное отношение этой зависимости составляет 0,57 с ошибкой +0,09. Не заметно в исследованной коллекции и связи между теплопроводностью и степенью кристалличности основных пород, о чем свидетельствует близость средних значений теплопроводности базальтов (3,62 мкал/см·с·°С) и габбро-долеритов (3,45 мкал/см·с·°С) (вывод требует количественной проверки).

Вариации теплопроводности могут быть связаны также с особенностями состава пород. У основных пород Исландии не обнаружено никакой явной связи теплопроводности с концентрацией SiO_2 — одного из главных порообразующих окислов, хотя его содержание в образцах данной совокупности варьирует в достаточно широких пределах (рис. 2). Вместе с тем, когда содержание SiO_2 в породе достаточно для выделения в ней кварца (кристаллического или в виде кислого стекла), его присутствие существенно влияет на теплопроводность. Но характеристика теплопроводности кислых пород не входит в рамки данного сообщения.

Высокая гидротермальная активность Исландии создает предпосылки для значительной переработки пород на путях движения горячих флюидов вплоть до превращения их в гидротермальные глины. В результате такой переработки (каолинизация, монтмориллонизация) теплопроводность изверженных пород снижается в тем большей мере, чем выше степень гидротермальных изменений. Как видно из табл. 1, среднее значение теплопроводности 11 образцов керна в различной степени измененных базальтов на 20% меньше, чем у "свежих" базальтов. Почти такую же теплопроводность, оказавшуюся одинаковой в двух исследованных образцах, имеют гидротермальные глины.

Для использования в оценках теплового потока важно знать теплопроводность пород в условиях естественного залегания, т.е. в водонасыщенном состоянии. Плотность исландских базальтов в изученных образцах варьирует в диапазоне от 2,11 до 2,99 г/см³ при среднем значении 2,81. Величина среднего свидетельствует о малой пористости, что не дает оснований ожидать большого изменения теплопроводности исследованных пород при их водонасыщении. С целью более определенной оценки влияния влажности 18 характерных образцов свежих и гидротермально измененных базальтов были подвергнуты водонасыщению в течение семи суток и затем исследованы зондовым методом. В 14 случаях теплопроводность водонасыщенных пород оказалась выше измеренной в сухих образцах не более чем на 25%, причем в 8 случаях — менее чем на 5%. Наибольшие различия, как и следовало ожидать, характеризуют гидротермально измененные разности. Эти данные указывают, что в условиях Исландии для точных расчетов теплового потока особенно важно экспериментально определять теплопроводность пород в их естественном состоянии.

Л и т е р а т у р а

- Кононов В.И., Поляк Б.Г. Современная геотермальная активность Исландии. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 18—31.
Любимова Е.А. и др. Геотермические исследования. М.: Наука, 1964. 174 с.
Справочник физических констант горных пород / под. ред. С. Кларка мл. М.: Мир, 1969. 543 с.

- Benfield A.E. Terrestrial heat flow in Great Britain. — Proc. Roy. Soc. London, 1939.
- Decker P.W., Peck D.L. Infrared radiation from Alae lava lake, Hawaii. — US Geol. Surv. Prof. Paper, 1967, 575—D.
- Murase T., Mac-Birney A.K. Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. — Geol. Soc. of Am. Bull., 1973, vol. 84, N 11.
- Palmason G. On heat flow in Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge. — In: Iceland and mid-oceanic ridges. — Soc. Sci. Island, rit 38. Reykjavik, 1967, p. 111—127.
- Thorarinsson S. Some problems of volcanism in Iceland. — Geol. Rundschau, 1967, vol. 57, p. 1—20.

А. С. Джамалова

Дагестанский государственный университет им. В. И. Ленина

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ В ДАГЕСТАНЕ И ОСОБЕННОСТИ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Региональное изучение теплового потока представляет как теоретическую, так и практическую ценность. Действительно, увеличение числа экспериментальных определений представит возможность выявить области различной тепловой напряженности, облегчая их геофизическую интерпретацию, а расчет теплового баланса различных площадей даст возможность подойти к оценке практического использования тепла Земли и ожидаемых температур на глубинах.

Впервые такая задача была поставлена и рассматривалась в Дагестане под руководством С. А. Джамалова.

По наиболее распространенным взглядам рассматриваемая нами территория приурочена к двум крупных разновозрастным тектоническим структурам: кайнозойскому предкавказскому предгорному прогибу и эпигерцинской скифской плите.

Полученные по исследованным скважинам значения тепловых потоков четко распределены по различным тектоническим структурам (таблица). Заниженные значения по предгорному прогибу так или иначе связаны с гидродинамическим фактором и определение кондуктивного теплового потока на участках активной циркуляции подземных вод, где конвективная составляющая потерь внутритечного тепла имеет большое значение, не отражает действительных масштабов теплопотерь.

Среднее же значение теплового потока для эпигерцинской скифской плиты ($1,277 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$) находится в хорошем согласии с наиболее вероятной величиной, характеризующей области палеозойской складчатости.

В наших работах (Джамалова, 1967, 1968) впервые рассматривалась роль радиогенного тепла осадочной толщи в формировании теплового поля. Оценки радиогенной составляющей по данному району были сделаны самым тщательным образом и полученные результаты перепроверялись различными методами.

В связи с тем, что пока еще не удается установить какую-либо закономерность в распределении радиоактивных изотопов в породах, представ-
122

Район исследований	Интервал исследова- ния	Тепловой поток, мккал/см ² ·с	Число опре- делений
Предгорный прогиб			
Избербаш	10—1962	0,74	19
Каспийск	1420—1865	1,05	10
Махачкала	1434—1683	0,96	3
Гаша	2130—3146	0,87	5
Караман	108—4007	0,96	26
Бабаюрт	500—600	0,70	2
Сулак	308—1215	0,65	7
Участок эпигерцинской платформы			
Русский Хутор (центральный)	2435—3395	1,21	9
Южно-Сухокумск	1900—3730	1,25	9
Солончаковая	3422—3622	1,03	14
Степная	2600—2950	1,32	2
Бажиган	3852—4000	1,58	2

ляется недопустимым использование табличных данных для тепловых расчетов конкретных регионов. Детальное изучение содержания изотопов для конкретных регионов дает возможность выявить закономерности их распределения, если таковые существуют.

Определение содержания U, Th и K в образцах проводилось нами различными методами — при помощи четырехкомпонентного анализа, основанного на γ -спектрометрических измерениях в областях характерных энергий для каждого канала, при помощи пламенной фотометрии (для калия) и при помощи трековых методов, основанных на ядерных (n, f) реакциях.

Трековые методы определения урана по следам от осколков деления, основанные на успехах ядерной физики и физики твердого тела, в последнее время начали получать широкое развитие.

Принципиальная возможность этого метода заключалась в фотографировании на специальных детекторах актов вынужденного деления, происходящих в приповерхностном слое исследуемого вещества под действием потока нейтронов, т.е. на использовании (n, f)-реакции (Price, Walker, 1962; Берзина, Берман, Гурвич, 1967; Берзина, Воробьева, Гегузин, 1967). Регистрация продуктов этой реакции производится диэлектрическим детектором, позволяющим выявить локальное распределение атомов, взаимодействующих с нейтронами. Плотно прилегающий к образцу во время облучения детектор затем отделяется и подвергается избирательному химическому травлению, в результате чего выявляются дефекты структуры — треки. Применение избирательного химического травления позволяет видеть треки в обычный оптический микроскоп. Этим методом удалось выявить следы от осколков деления во многих кристаллических и аморфных веществах. В оптический микроскоп треки хорошо просматриваются, в виде штрихов и точек на общем светлом фоне.

Наши измерения показали, что именно трековые методы обладают достаточно высокой чувствительностью.

Расчеты радиогенного тепла, сделанные на основе полученных трековым методом результатов, показывают, что генерация радиогенного тепла в осадочной толще исследуемого района весьма существенна, например, в толще мощностью только 1 км дает для платформенного района примерно 5% общего потока тепла, а в километровой толще глинистых псевдопредгорного прогиба – даже 10% общего теплопотока. Для палеозойского фундамента на участке эпигерцинской плиты рассчитаны тепловые потоки, средний из них составляет 1,224 мккал/см²·с.

Л и т е р а т у р а

- Берзина И.Г., Воробьева И.В., Гегузин Я.Е. Об особенностях кинетики залечивания следов от осколков деления урана в тонких пластинках слюды. – Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 4, с. 807–810.
- Берзина И.Г., Берман И.Б., Гурвич М.Ю., Флеров Г.Н., Шмилевич Ю.С. Определение урана и его пространственного распределения в минералах и горных породах. – Атомная энергия, 1967, № 6, с. 520–527.
- Джамалова А.С. Тепловой поток и генерация радиогенного тепла в эпигерцинских структурах Дагестана. – Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 1, с. 76–79.
- Джамалова А.С. Глубинный тепловой поток на территории Дагестана. М.: Наука, 1968.
- Price B., Walker R.H. – Phys. Letters, 1962, vol. 3, N 3, p. 113.

Л. Н. Барабанов, Т. П. Кирсанова, Г. Ф. Пилипенко,
В. М. Сугробов, Н. Г. Сугробова

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

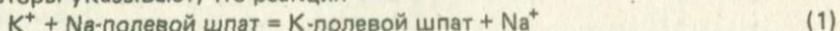
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

В данной статье анализируются гидрохимические данные, полученные в период полевых исследований современных гидротерм Камчатки и Курильских островов, с целью индикации глубинных температур, методика которой изложена в работах Р.О. Фурнье, И.И. Роу, А.Х. Трюсделла, Д.Е. Уайта и др. (Fournier, Rowe, 1966; Fournier, Truesdell, 1973, 1974, 1975; Fournier, White, Truesdell, 1974). Кроме того, придерживаясь мнения, что состав природных высокотемпературных вод и паров гидротермальных систем вулканических областей формируется под воздействием вулканических горных пород и внедрения глубинного флюида, авторы делают попытку использовать гидрохимические данные для оценки доли глубинного флюида в термальных водах.

Нами привлечен для обработки пока что неполный и еще не достаточно, быть может, представительный материал о парогидротермах Курило-Камчатской области. Однако он позволяет представить в целом возможности применения гидрохимической геотермометрии и в качестве примеров остановиться более подробно лишь на материалах Паужетского и Горячепляжного геотермальных месторождений.

Гидрохимический калий-натрий-кальциевый геотермометр

Возможность определения температуры среды с помощью данных о растворенных в воде ионах K^+ , Na^+ и Ca^{2+} основана на плагиоклазовом геотермометре, т.е. на явлении последовательного отложения плагиоклазов при снижении температуры (от альбита до анортита). Теоретические предпосылки и эмпирические возможности использования гидрохимических данных изучили Р.О. Фурнье и А.Х. Трюсделл (Fournier, Truesdell, 1973, p. 1255) путем анализа реакций преобразования полевых шпатов. Авторы указывают, что реакция

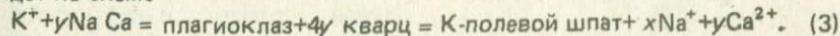


была исследована П.М. Орвиллем (Orville, 1963), константа равновесия ее K изменяется от температуры по уравнению Вант-Гоффа:

$$d \lg K/d(1/T^\circ K) = -(\Delta H^\circ T/4,5758). \quad (2)$$

Поскольку ΔH очень мало зависит от температуры и вычислить активности калия и натрия очень трудно, для практических целей берутся молярные концентрации Na и K (при $\gamma = 1$). Тогда график зависимости $\lg Na/K$ (от $1/T^\circ K$) представляет собой почти прямую линию. Нами этот график построен по данным табл. 1 (106 точек наблюдений). Отношение Na/K в целом для всех 106 точек Курило-Камчатской области не достаточно показательно, чтобы судить о температуре формирования вод в силу большого разнообразия гидротермальных проявлений. Подобным же путем Р.О. Фурнье и А.Х. Трюсделл исследуют поведение отношений Ca/K и Ca/Na с изменением температуры. Эти отношения закономерно, но не достаточно четко и показательно растут с понижением температуры.

Наибольший интерес имеет анализ процесса гидротермального изменения плагиоклаза в калиевый полевой шпат с высвобождением ионов Na^+ и Ca^{2+} . Реакция эта весьма характерна для андезитобазальтовых пород и идет по схеме



При коэффициенте активности $\gamma = 1$ приближенная константа этой реакции N равна

$$N = \frac{Na^{(x-2y)} \cdot Ca^y}{K} \quad (4)$$

или

$$\lg N = \lg (Na/K) + \beta \lg (\sqrt{Ca}/Na). \quad (5)$$

Коэффициент β зависит от стехиометрии реакции и колеблется в пределах от $4/3$ при $T < 100^\circ C$ до $1/3$ при $T > 100^\circ C$.

Результирующая линия графика зависимости $\lg N$ от $10^3/T^\circ K$ (или линия равновесия) изображена на рис. 1 и идет по координатам: от $y = 0,56$ и $x = 1,70$ до точки $y = 3,03$ и $x = 3,20$. В выбранных нами масштабах шкал x и y линия равновесия отвечает уравнению

$$y = 3,85x - 5,15 \quad (6)$$

или

$$\lg N = -5,15 + 3,85 (10^3/T^\circ K). \quad (7)$$

Таблица 1

Характеристика термальных вод Курило-Камчатской области для определения

№ п/п	Местоположение и название источника	Тип воды	Содержание компонентов			
			Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	SiO ₂ ⁻¹ млн
			млн ⁻¹ г-и/л	млн ⁻¹ г-и/л	млн ⁻¹ г-и/л	суммар- ная/не- коллоид- ная
1	2	3	4	5	6	7
Камчатка						
<i>Срединный хребет</i>						
1	Апапельский	SO ₄ ²⁻ - Cl ⁻	372 0,0161	22 0,0006	16 0,0004	287 181
2	Эссовский	SO ₄ ²⁻	104 0,0045	3 0,0001	85 0,0021	87 82
<i>Долина р. Киревны</i>						
3	Нижняя и Верхняя группы источников	Cl ⁻	507 0,0221	34 0,0009	40 0,001	196 145
4	Средняя группа	То же	489 0,0212	18 0,0005	24 0,0006	203 136
5	Малый Ключ, Нижняя группа	"	467 0,0203	16 0,0004	192 0,0048	175 130
<i>Кальдера Узона</i>						
6	Центральный	"	1137 0,0494	93 0,0024	44 0,0011	268 169
7	№ 2, Центральный	"	1144 0,0498	98 0,0025	48 0,0012	214 108
8	№ 32, Главный грифон	"	778 0,0338	130 0,0033	27 0,0007	221 155
9	№ 32, Грязевой	"	622 0,027	96 0,00025	26 0,000065	182 163
10	Гейзеритовый	"	511 0,0223	45 0,0012	17 0,0004	353 190
<i>Долина Гейзеров</i>						
11	№ 93, Верхнегейзерный	SO ₄ ²⁻	39 0,0017	- -	10 0,00025	200 134
12	Гейзер Большая Печка	SO ₄ ²⁻ - Cl ⁻	672 0,0292	- -	16 0,0004	320 185
13	То же, Фонтан	То же	565 0,0246	54 0,0014	32 0,0008	308 179
14	" Великан	Cl ⁻	597 0,0259	60 0,0015	26 0,00065	332 360
15	" Большой	То же	690 0,03	- -	28 0,0007	360 201

геотемпературных условий

4961

T, °C воды источника или ПВС скважины	Исследователь	lg N при $\beta = 1/3$	Температура, °C		
			по K-Na-Ca-геотермометру	по SiO ₂ -геотермометру	по SiO ₂ -K-Na-Ca-геотермометру
8	9	10	11	12	13
96	В.В. Иванов	1,48 1,58	103	171	169
52	То же	2,05 3,05	48	119	104
98	Т.П. Кирсанова	1,45 1,61	105	152	154
77	То же	1,68 1,75	84	148	148
68	"	1,88 2,41	69	145	140
94	Г.Ф. Пилипенко	1,25 1,08	108	165	169
94	То же	1,25 1,09	108	134	141
64	"	1,07 0,96	81	157	164
54	"	1,12 1,10	71	161	168
84	"	1,26 1,22	96	175	177
74	В.И. Кононов	0,32 1,29	86	148	170
96	То же	1,28 1,22	107	173	175
99	В.В. Иванов	1,28 1,34	109	170	172
96	То же	1,23 1,23	107	176	177
96	В.И. Кононов	1,29 1,27	107	178	168

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Карымско-Семячинский район						
16	Нижнесемячинский	$\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-}$	117 0,0051	39 0,001	200 0,005	159 117
17	Источник на оз. Теплом	То же	284 0,0124	40 0,001	75 0,0019	104 84
18	Центральный	"	238 0,0104	40 0,001	167 0,0042	117 95
Петропавловский район						
19	Источник в долине р. Налачевой	Cl^-	982 0,0426	167 0,0043	256 0,0064	191 141
20	Грифон Новый, там же	То же	1139 0,0495	131 0,0034	170 0,0042	151 111
21	№ 15, Аагский	HCO_3	69 0,003	13 0,00033	44 0,0011	185 157
22	№ 18, Аагский	То же	77 0,0034	8 0,0002	86 0,0021	162 120
23	Скв. 14, у санатория Начики	$\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$	334 0,0145	11 0,0003	24 0,0006	81 86
24	№ 1, Малкинский	То же	163 0,0071	7 0,0002	4 0,0001	117 95
25	Голубой грифон, Больше-Банный	SO_4^{2-}	357	77	12	313
26	Новый, Больше-Банный	$\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$	348 0,0151	13 0,00033	14 0,00035	110 89
27	Великан, Больше-Банный	То же	334 0,0145	6 0,00016	12 0,0003	303 175
28	Скв. 6, Средняя Паратунка	SO_4^{2-}	241 0,0105	6 0,00016	84 0,0021	79 75
29	Скв. 45, Нижняя Паратунка	$\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$	405 0,0176	10 0,00026	190 0,0047	92 87
30	Верхнепаратунский	То же	235 0,0102	1,7 0,00004	68 0,0017	62 59
Вулкан Мутновский						
31	Воронка у фумаролы № 7	SO_4^{2-}	49 0,0021	10 0,00025	403 0,01005	271 171
32	Большой серный котел	То же	322 0,0139	82 0,0021	1635 0,0408	132 107
33	Комплексный Нижненежировской	"	213 0,0094	6 0,00016	1,1 0,00003	121 98
34	№ 1, Нижненежировской	$\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$	172 0,0075	10 0,00024	10 0,00026	166 123
35	Толкай, Нижненежировской	То же	194 0,0084	6 0,00016	1,1 0,00003	117 95
36	Вулкан Ксудач					
	Источник на Горячем Пляже	"	165 0,0072	11 0,00028	85 0,0021	(80) (76)

8	9	10	11	12	13
50	В.В. Аверьев, Е.А. Вакин	1,09 2,23	55	138	130
41	Б.В. Иванов, Р.А. Шувалов	1,27 1,81	52	121	122
38	То же	1,27 2,07	48	128	125
75	В.В. Иванов	1,09 2,07	79	151	143
75	Б.Г. Поляк и др.	1,21 1,32	87	136	143
38	Е.А. Вакин	1,30 2,34	47	158	145
29	То же	1,40 2,81	32	139	124
81	Л.Н. Барабанов, В.Н. Дислер	1,92 3,15	73	123	106
83	То же	1,65 1,81	89	128	128
53	В.И. Кононов, Б.Г. Поляк	0,82 0,87	71	171	144
98	То же	1,69 1,78	104	124	127
98	"	1,98 2,07	100	168	158
83	Л.И. Барабанов, В.Н. Дислер	1,84 2,48	83	116	107
78	Ю.Ф. Манухин и др.	2,04 2,63	76	123	110
70	Б.Г. Поляк и др.	2,59 3,20	64	107	92
50	И.Т. Кирсанов	1,50 3,17	47	166	166
80	То же	1,11 2,27	81	134	143
100	Е.А. Вакин, Б.Г. Поляк	1,68 1,43	106	130	130
99	Г.А. Гонсовская	1,60 1,93	102	141	142
100	Т.П. Кирсанова, Ю.Ф. Манухин	1,66 1,45	108	128	129
58	Ю.М. Дубик, И.А. Меняйлов	1,68 2,49	61	116	121

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Паужетский район						
37	Курильский, Теплая бухта	$\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$	112 0,0049	10 0,00026	19 0,00047	(50) (48)
38	Озерновский	То же	179 0,0078	3 0,0001	176 0,044	117 95
38a	Гейзер I, Паужетка	Cl^-	984 0,0429	75 0,002	56 0,0014	216 145
39	Парящий I, там же	То же	970 0,0421	74 0,0019	56 0,0014	228 153
39a	Камбальный (правый склон долины р. Правой Паужетки)	"	-	-	-	-
40	Скв. Р-1, Паужетка	"	668 0,0299	31 0,0008	143 0,0357	179 132
41	Скв. 1, там же	"	899 0,0391	37 0,00095	52 0,0013	231 135
42	Скв. 4	"	808 0,0351	46 0,00012	42 0,00105	231 135
43	Скв. 5	"	793 0,0345	49 0,00125	63 0,00157	217 145
44	Скв. 6	"	832 0,0362	42 0,0011	77 0,0019	211 141
45	Скв. 7	"	1016 0,0442	81 0,0021	42 0,00105	330 191
46	Скв. 8	"	932 0,0405	51 0,0013	52 0,0013	280 176
47	Скв. 9	"	1003 0,0448	88 0,0023	56 0,0014	273 172
48	Скв. 10	"	932 0,0405	64 0,0022	52 0,0013	305 176
49	Скв. 11	"	972 0,0423	43 0,0011	44 0,0011	236 158
50	Скв. 12	"	1001 0,044	96 0,0025	65 0,0016	356 199
51	Скв. 13	"	951 0,0414	83 0,0023	50 0,00125	288 181
52	Скв. 14	"	986 0,043	105 0,0027	52 0,0013	394 220
53	Скв. 15	"	945 0,041	51 0,0022	44 0,0011	290 182
54	Скв. 16	"	1007 0,0466	101 0,0026	54 0,00135	344 199
55	Скв. 17	"	9991 0,043	92 0,0029	55 0,0014	325 188
56	Скв. 18	"	1005 0,0456	80 0,00225	54 0,00135	330 192
57	Скв. 20	"	968 0,042	89 0,0023	54 0,00135	322 186

8	9	10	11	12	13
35	Л.Н. Барабанов	1,50 2,15	43	98	98
86	В.В. Иванов	2,33 3,76	—	128	123
100	В.М. Сугробов	1,30 1,22	111	152	156
100	То же	1,32	110	155	158
75	"	—	—	—	—
122	"	1,85 2,65	123	146	143
139	"	1,60 1,57	142	148	148
160	"	1,46 1,42	158	148	150
123	"	1,46 1,52	129	152	154
141	"	1,56 1,64	143	150	152
180	"	1,38 1,26	180	175	175
159	"	1,47 1,42	158	169	169
—	"	1,27 1,20	—	165	168
164	"	1,24 1,19	167	168	170
157	"	1,57 1,46	156	159	159
175	"	1,25 1,21	176	178	178
177	"	1,24 1,17	178	171	172
190	"	1,07 1,00	193	184	189
166	"	1,26 1,20	169	171	172
182	"	1,22 1,12	184	178	179
181	"	1,26 1,19	174	174	175
166	"	1,29 1,22	167	175	174
194	"	1,25 1,19	195	173	175

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
58	Скв. 21, Паужетка	Cl^-	962 0,0418	96 0,0025	47 0,0012	346 200
	Вулкан Кошеве- лева					
59	Нижнекошелевский	SO_4^{2-}	24 0,0011	10 0,00026	62 0,00155	36 34
60	№ 7, Нижнекошелев- ский	SO_4^{2-} — HCO_3^-	58 0,0025	5 0,00014	54 0,00135	23 22
	Курильские острова					
	Вулкан Эбеко					
	на о. Парамушир					
61	№ 138, Белый Ключ	Cl^- , H^+	232 0,0101	42 0,0011	203 0,0051	133 112
62	№ 143, Серый Ключ	То же 0,0017	38 0,0006	23 0,001	41 59	62
63	№ 139, Северо-Вос- точное термальное поле	SO_4^{2-} — Cl^-	242 0,0106	35 0,0009	122 0,003	364 204
64	№ 148, II Юго-Вос- точное термальное поле	То же	135 0,0059	6 0,00015	16 0,0004	297 187
65	№ 155, Западное тер- мальное поле	SO_4^{2-}	30 0,0013	2 0,00005	16 0,0004	80 76
66	Центральная Ворон- ка, Южный кратер	Cl^- , H^+	102 0,0044	92 0,0024	92 0,0023	77 73
67	То же	То же	65 0,0028	8 0,0002	25 0,0006	221 128
68	Верхнеюрюевский	Cl^- — SO_4^{2-}	287 0,0125	269 0,0069	344 0,0086	317 183
	о. Шиашкотан					
69	№ 4, вулкан Синарка	SO_4^{2-}	216 0,0094	20 0,0005	329 0,0082	26 25
70	№ 114, вулкан Кунтоминтар	SO_4^{2-} — Cl^-	1404 0,0061	16 0,0004	321 0,008	273 178
71	Дробный	Cl^-	3589 0,156	173 0,0044	195 0,0049	176 130
72	Закатный	То же	4010 0,175	60 0,0015	346 0,0086	87 82
	Остров Расшуда					
73	Банны Сноу	"	954 0,0415	32 0,0008	238 0,0059	53 50
	Остров Кетой					
74	№ 83, вулкан Кетой	SO_4^{2-}	95 0,0041	32 0,0008	95 0,0024	152 112
	Остров Симу- шир					
75	№ 50, Бирюзовый, кальдера Заваричского	Cl^-	1464 0,064	86 0,0022	44 0,0011	380 213

8	9	10	11	12	13
260	В.М. Сугробов	1,19 1,10	250	178	180
86	Е.А. Вакин	1,24 2,71	83	81	80
61	То же	1,64 2,81	60	57	56
95	Л.Н. Барабанов	1,26 2,11	197	135	143
94	В.В. Иванов	0,88 2,16	95	108	123
94	Л.Н. Барабанов	1,31 2,03	96	174	173
94	То же	1,76 2,29	94	173	167
57	"	1,60 2,18	64	116	121
100	В.В. Иванов, В.В. Аверьев	0,62 1,65	120	115	133
100	К.К. Зеленов	1,44 2,39	108	144	148
95	В.В. Иванов, В.В. Аверьев	0,55 1,42	105	172	188
45	Д.С. Стратула	1,52 2,57	49	65	64
67	Л.Н. Барабанов	2,22 2,38	71	170	155
79	Д.С. Стратула	1,43 1,18	92	145	151
58	Л. Н. Барабанов	1,97 1,69	69	120	122
39	То же	1,79 2,06	47	100	100
40	"	1,06 2,13	48	136	131
96	"	1,67 1,38	106	181	174

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Остров Уруп						
76	№ 28, вулкан Берга	$\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-}$	262 0,0114	14 0,00036	382 0,0095	182 135
Остров Итуруп						
77	№ 24, Рейдовский	То же	868 0,0378	57 0,0015	391 0,0097	106 86
78	№ 217, вулкан Баранского	SO_4^{2-}	76 0,0033	4 0,0001	13 0,00032	89 85
79	№ 223, ущелье Кипящей Речки	То же	42 0,0018	6 0,00015	16 0,0004	254 160
80	№ 227, там же	"	90 0,0039	2 0,00005	9 0,00022	54 51
81	№ 228, Желтое Око, там же	"	375 0,0163	40 0,001	124 0,0031	342 198
82	№ 230, Старозаводский	"	38 0,0017	7 0,00018	38 0,00095	156 115
Остров Кунашир						
83	№ 5, Нескученский	"	54 0,00235	8 0,00021	9 0,00023	178 132
84	Добрый Ключ	$\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$	327 0,0164	6 0,00017	95 0,0024	50 47
85	№ 170, Верхнестолбовский	То же	719 0,0313	51 0,0013	132 0,0033	103 83
Вулкан Менделеева						
86	№ 197, СЗ термальное поле	"	74 0,0032	7 0,00018	125 0,0031	190 141
87	Нижненеменделеевский	"	1076 0,0468	60 0,00153	134 0,0033	315 182
88	Верхнедокторский	"	1297 0,0564	75 0,0019	130 0,0032	325 188
Горячий Пляж						
89	Нижнедокторский	Cl^-	838 0,0364	73 0,0018	103 0,0026	171 127
90	Провальный Колодец	$\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$	615 0,0268	74 0,0019	70 0,00175	248 165
91	Скв. 3	Cl^-	2437 0,1058	35 0,0009	227 0,0057	160 118
92	Скв. 4	То же	2288 0,0996	11 0,0003	150 0,00374	176 130
93	Скв. 5	"	374 0,0163	26 0,0007	96 0,0024	125 101
94	Скв. 6	"	269 0,0117	7 0,00018	22 0,00055	156 115
95	Скв. 11	"	1456 0,0634	128 0,0033	103 0,0026	166 123
96	Скв. 15	"	629 0,0273	72 0,0018	112 0,0028	169 125

8	9	10	11	12	13
40	Л.Н. Барабанов	1,81 2,74	42	148	132
68	То же	1,56 1,97	76	123	120
66	"	1,75 2,48	67	122	123
98	"	1,45 2,49	95	160	147
98	"	2,07 2,65	93	100	94
85	"	1,38 1,91	89	178	158
80	"	1,39 2,66	78	137	124
93	Р.А. Шувалов	1,31 2,13	94	146	140
68	Ю.М. Фомичев	2,15 2,62	68	97	93
81	Л.Н. Барабанов	1,47 1,73	88	120	122
50	То же	1,69 2,98	49	150	149
95	А.Б. Авдеева	1,51 1,60	101	171	168
82	Ю.М. Фомичев	1,47 1,48	91	175	173
64	То же	1,36 1,55	76	143	145
62	К.К. Зеленов	1,21 1,40	76	162	161
142	И.И. Ризнич	2,01 1,82	137	138	135
175	То же	2,48 2,27	156	145	133
60	"	1,55 2,03	67	131	128
263	"	1,82 1,92	236	137	135
150	И.А. Пляшкун	1,26 1,16	154	140	148
88	То же	1,27 1,56	97	142	144

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
97	Скв. 16	$\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$	711 0,031	42 0,0011	122 0,003	338 196
	Вулкан Головинина					
98	Оз. Кипящее	То же	338 0,0147	32 0,00056	93 0,0023	172 127
99	№ 245, берег оз. Кипящее	"	69 0,003	5 0,000013	36 0,0009	184 136
100	№ 427, там же	"	239 0,0104	20 0,00052	112 0,0028	169 125
101	Источник на IV термальном поле, там же	"	245 0,0107	31 0,0008	117 0,0029	144 126
102	Источник на Центральном Западном куполе	"	40 0,0017	5 0,000013	61 0,0015	647 256
103	Источник у Черепаховой структуры	SO_4^{2-}	18 0,0008	3 0,000008	76 0,0019	460 244
104	Источник на Внешнем куполе	То же	43 0,0019	11 0,00028	147 0,0037	342 198
105	№ 247, Алексинский в Серной бухте	$\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$	166 0,0072	10 0,00026	90 0,0022	62 59
106	№ 263, Северо-Алевтинский	То же	200 0,0087	18 0,00046	156 0,0039	62 59

Данное уравнение (7) действительно для T от 2 до 372°С и позволяет рассчитать температуру с точностью до $\pm 15^\circ$. В верхней части графика для удобства отсчетов дана шкала температур в °С, проявляющаяся в логарифмической форме.

На графике отложены значения зависимости $\lg N$ от температур *in situ* (см. табл. 1, колонка 8), т.е. измеренных на месте: для источников — на их выходах, а для геотермальных скважин — на устье, в стволе или рассчитанных по энталпии пароводяной смеси (ПВС). В целом наблюдается некоторый разброс точек по обе стороны от равновесной линии, хотя подавляющее большинство точек (больше 90%) укладывается в нормы указанной выше точности данного гидрохимического геотермометра. В меньшей степени разбросаны точки, отражающие воды паужетского типа, вскрываемые скважинами (рис. 1, см. вкл.).

Равновесная линия позволяет приблизиться к уточнению температуры водного раствора с учетом данного соотношения ионов K^+ , Na^+ и Ca^{2+} (см. уравнения (5) и (7)). От точек к линии равновесия проведены нормали, пересечения которых с ней дают уточненные цифры температур, отвечающих данному гидрохимическому геотермометру (см. табл. 1, колонка 11).

Сопоставление фактических температур с таковыми по показаниям $\text{K} - \text{Na} - \text{Ca}$ -геотермометра (рис. 2) показывает близкое их совпадение,

8	9	10	11	12	13
61	Ю.М. Фомичев	1,38 1,78	70	177	168
36	Л.Н. Барабанов	1,59 2,11	45	143	136
92	То же	2,70 3,70	—	148	132
92	К.А. Скрипко	1,53 2,23	92	142	140
54	С.С. Сидоров	1,37 2,07	62	142	148
97	То же	2,58 3,93	—	193	107
85	"	2,66 4,40	—	190	164
97	"	1,32 2,83	91	178	178
51	Л.Н. Барабанов	1,72 2,54	54	107	100
54	То же	1,57 2,44	58	107	101

в особенности для вод скважин на геотермальных месторождениях Паутежетка и Горячий Пляж. Что касается источников, то лишь в отдельных из них (в 10% случаев) разность температур превышает 15–20°. Степень отклонения температур в скважинах и источниках (см. рис. 2) от геотермометрических температур позволяет установить степень равновесности процесса выщелачивания горных пород термальными водами. А это, в свою очередь, позволяет сделать соответствующие выводы не только о формировании вод в условиях указанного процесса, но и в условиях смешения глубинных вод с верхними холодными водами. Для рассмотрения этих вопросов необходимо проанализировать возможности других гидрохимических методов при геотермальных исследованиях.

Гидрохимический силикатный геотермометр

Равновесие растворенной в термальных водах кремнекислоты с различными модификациями кварца в горных породах (кристобалитом, тридимитом, халцедоном и др.) позволяет применить относительно простой метод определения температуры глубинных вод. К нему в разные годы обращались многие исследователи, однако часто результаты не давали желаемого эффекта в силу трудностей определения температурных точек насыщения вод при наличии в них разных форм кремнекислоты, количественно меняющихся с изменением температуры. Кроме того, затруднения

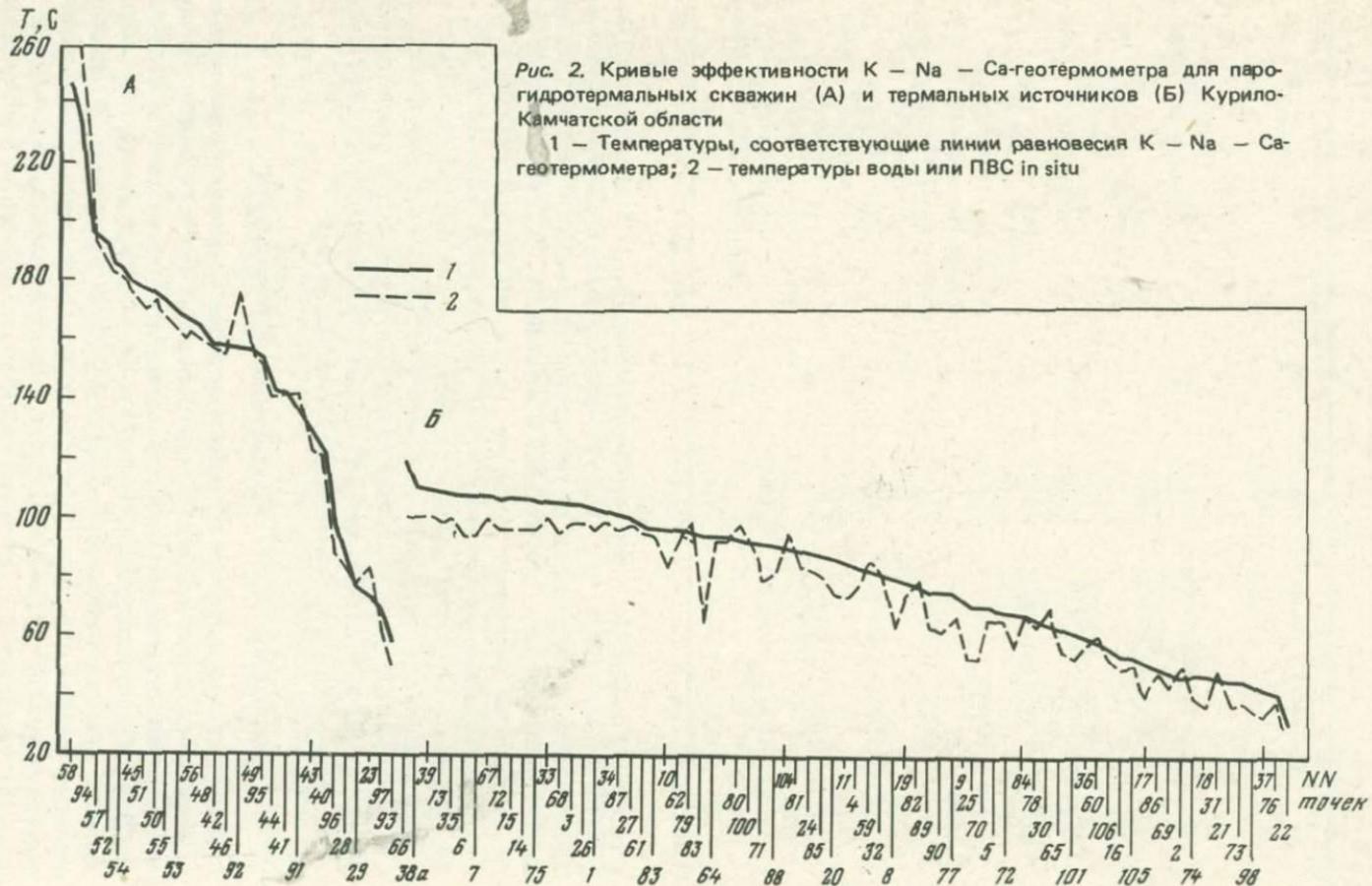


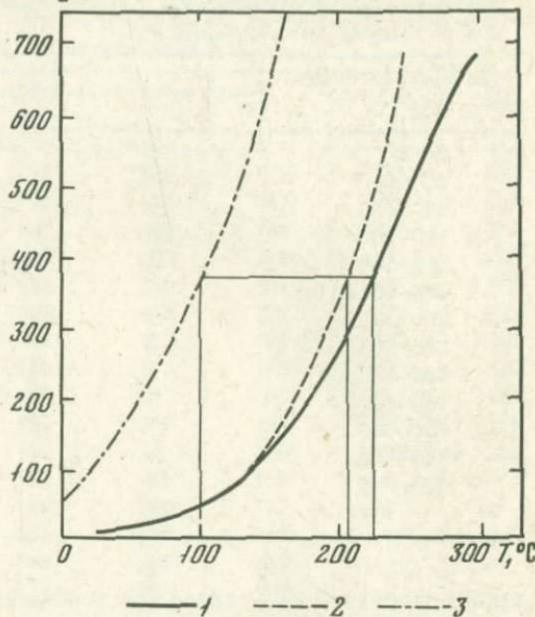
Рис. 2. Кривые эффективности K – Na – Ca-геотермометра для парогидротермальных скважин (А) и термальных источников (Б) Курило-Камчатской области

1 — Температуры, соответствующие линии равновесия K – Na – Ca-геотермометра; 2 — температуры воды или NBC *in situ*

$\text{SiO}_2, \text{млн.}^{-1}$

Рис. 3. Растворимость в воде кремнекислоты в зависимости от температуры (по Р.О. Фурнье и Дж. Дж. Роу (1966) с изменениями А.Х. Трюсделла и Р.О. Фурнье (1974)

1 — Кривая растворимости кварца; 2 — содержание SiO_2 в растворе после того, как первоначально насыщенный кварцем раствор охладится адиабатически до 100°C без какого-либо осаждения SiO_2 ; 3 — растворимость аморфной кремнекислоты



связаны с тем, что температура в источниках сильно занижена из-за разбавления термогрунтовыми водами и возможным выпадением в осадок силикатов.

Этот вопрос был рассмотрен Р.О. Фурнье и Дж. Роу (Fournier, Rowe, 1966, p. 694). На графике содержания SiO_2 от температуры, отражающем взаимодействие водного раствора с кварцем горной породы (рис. 3), кривая 2 отражает равновесное состояние при адиабатическом охлаждении раствора (т.е. при охлаждении с пароотделением или образованием газовой фазы), а кривая 1 — при кондуктивном охлаждении, когда допускается лишь слабое пароотделение.

В 1974 г. А.Х. Трюсделл и Р.О. Фурнье модернизировали график и в том отношении, что нанесли на него кривую растворимости аморфной кремнекислоты (кривая 3 на рис. 3). Если взять, к примеру, термальную воду естественного кипящего источника с $T = 100^\circ\text{C}$, то в ней предел растворимости аморфной SiO_2 составит 370 млн. m^{-1} . Этому же значению неаморфной кремнекислоты в воде, равновесной с кварцем, соответствуют значения $T = 206^\circ\text{C}$ при адиабатическом охлаждении раствора или 226°C при кондуктивном охлаждении. На рис. 3 это отражено прямыми линиями внутри графика. Таким образом, новизна этого графика состоит в том, что при вычислении температур можно исключить влияние аморфной кремнекислоты, которая при осаждении из воды образует скрытокристаллические формы кремнезема (опал и т.п.).

По сведениям из работ Л.Н. Барабанова и В.Н. Дислера (1968, с. 38) и Г.Ф. Пилипенко (1974, с. 86) содержание коллоидной SiO_2 в азотных и взяточно-углекислых термах гранитных массивов и современной вулканической области СССР колеблется в пределах от 5 до 50%. Это в целом соответствует данным, отраженным на упомянутом графике (см. рис. 3).

Таблица 2

Распределение содержаний SiO_2 в термах Камчатки и Курильских островов и доля содержания коллоидной SiO_2

Градации содержаний SiO_2 , млн $^{-1}$	Количество точек	% распределения	Средняя доля коллоидной SiO_2 , %
0–50	3	2,8	—
50–100	17	16,0	5
100–150	13	12,3	19
150–200	25	23,6	26
200–250	11	10,4	33
250–300	11	10,4	37
300–350	18	17,0	42
350–400	6	5,7	44
400–450	—	—	—
450–500	1	0,9	47
500–550	—	—	—
550–600	—	—	—
600–650	1	0,9	60
Всего	106	100,0	—

Доля коллоидной SiO_2 возрастает с повышением температуры (табл. 2). Материалы этой таблицы показывают распределение содержаний SiO_2 в анализируемых нами водах источников и скважин. По содержанию SiO_2 в водах с учетом коллоидной части SiO_2 (см. табл. 1, колонка 7, нижняя строка) на графике силикатного геотермометра (рис. 3, кривая 1) отчитываются температуры, отражающие условия формирования парогидротерм на глубине при их адиабатическом охлаждении во время подъема к земной поверхности (см. табл. 1, колонка 12). Для удобства пользования графиком данные силикатного геотермометра представлены в табл. 3.

Отсчет по силикатному геотермометру требует предварительной оценки условий формирования и проявления термальных источников и гейзеров. В этом отношении Р.О. Фурнье, Д.Э. Уайт и А.Х. Трюсделл (Fournier, White, Truesdell, 1974) рекомендуют подразделять их по признакам температуры и дебита.

Для гейзеров и кипящих источников с $T > 100^\circ\text{C}$ и малым дебитом (до 2 кг/с) расчет ведется при кондуктивном охлаждении, а с большим дебитом — при адиабатическом охлаждении с максимальным отделением пара. Эти условия нами приняты для проводимых ниже расчетов температуры формирования источников и геотермальных скважин Паужетки и Горячего Пляжа. Для источников с $T < 100^\circ\text{C}$ при низком расходе (до 0,3 кг/с) расчеты рекомендуется проводить при кондуктивном охлаждении их горячеводной составляющей, при этом индицируемые температуры следует считать минимальными. Для источников с $T < 100^\circ\text{C}$ и большим дебитом расчеты надо вести по адиабатическому охлаждению горячеводной компоненты. Получаемые по K-Na-Ca геотермометру температуры источников могут иметь точность $\pm 25^\circ$, что отмечается и по нашим данным (см., например, точку 25 в табл. 1). Вполне вероятно, что здесь надо учитывать кондуктивное охлаждение горячеводной составляющей. С

Таблица 3

Силикатный геотермометр для проявлений термальных источников и парогидротерм Кирило-Камчатской области (зависимость температуры среды от содержания в водах ионной и мономолекулярной SiO_2)

$\text{SiO}_{2\text{-}1}$, млн	T, °C						
20	55	105	133	190	175	275	202
25	65	110	135	195	177	280	203
30	75	115	137	200	178	290	207
35	82	120	139	205	179	300	210
40	92	125	142	210	181	310	212
45	96	130	145	215	182	320	215
50	100	135	148	220	184	330	218
55	104	140	150	225	185	340	220
60	108	145	152	230	186	350	222
65	111	150	154	235	187	360	224
70	114	155	157	240	188	370	226
75	116	160	160	245	190	—	—
80	118	165	162	250	192	—	—
85	122	170	165	255	193	—	—
90	125	175	168	260	195	—	—
95	128	180	171	265	197	—	—
100	131	185	173	270	200	—	—

учетом этих положений рекомендуется провести более подробный анализ данных о температурах источников по К–На–Са- и SiO_2 -геотермометрам.

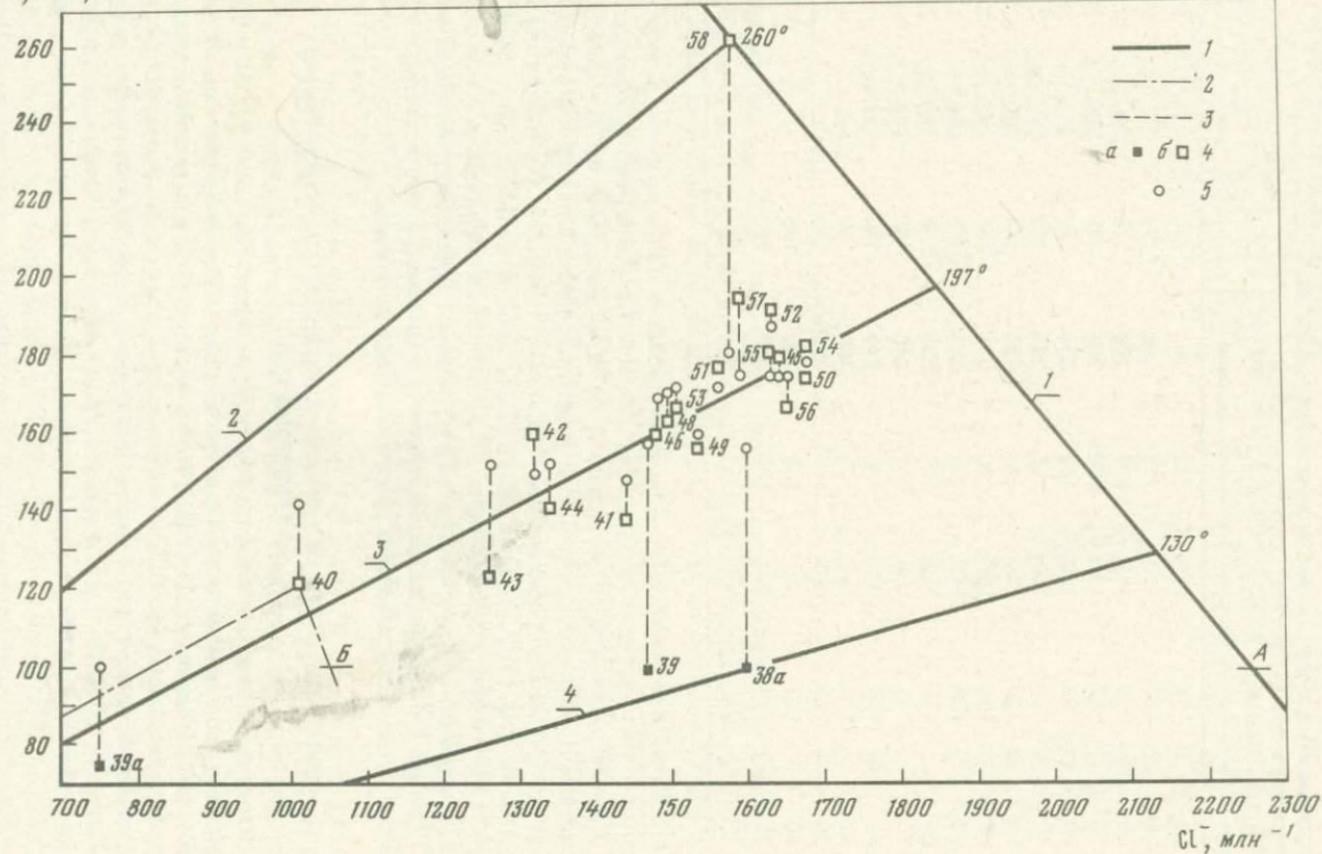
Данные силикатного геотермометра для большинства источников, естественно, вызывают сомнения в их достоверности. Однако, как показывают другие методы определения глубинных температур, о которых сказано дальше (см. рис. 7 и 8), в ряде случаев можно принимать эти температуры во внимание, в особенности, если они проконтролированы К–На–Са-геотермометром. Для скважин геотермальных месторождений Паужетка и Горячий Пляж данные силикатного геотермометра почти совпадают с температурами вскрываемых на глубине перегретых вод.

Гидрохимический силикатно-калий-натрий-кальциевый геотермометр

Этот геотермометр построен в виде графика (рис. 4, см. вкл.) по тому же принципу, что и демонстрируемый выше график К–На–Са-геотермометра. Изменение сводится лишь к тому, что по оси абсцисс здесь отложены температуры, полученные по SiO_2 -геотермометру, т.е. из табл. 3, а не фактически замеренные в источниках или скважинах. В целом этот график мало отличается от предыдущего подобного ему графика. Точки здесь почти так же рассеяны по обе стороны линии равновесия, отвечающей уравнению (6).

Отмечается почти прежнее положение точек, соответствующих геотермальным скважинам Паужетки и Горячего Пляжа в силу совпадения силикатных температур с измеренными на месте (или определенными по

\bar{J} , ккал/кг



энталпии ПВС). Кроме того, отмечается переход большинства точек, в особенности сульфатно-хлоридных вод Курильских островов на поле выше равновесной линии в связи со смещением их вправо, вызванный резким для них увеличением силикатных температур.

Гидрохимические $K-Na-Ca$ - и $SiO_2-K-Na-Ca$ -геотермометры рассчитаны и основаны на эмпирически установленной закономерности изменений концентраций соответствующих компонентов в термальных водах. В целом эти геотермометры отражают усредненные условия формирования гидротерм в контакте с вмещающими породами андезитового и андезитобазальтового составов. Точность $K-Na-Ca$ -геотермометра, равная $\pm 15^\circ$, удовлетворяет исследованиям гидротерм на стадии их поисков и предварительной разведки.

Гидрохимический хлоридный геотермометр

Одним из путей определения подземной температуры является расчет гидрохимических показателей с учетом изменения термодинамических условий в недрах. Основные теоретические предпосылки и возможности этих расчетов изложены в работах Р.О. Фурнье и А.Х. Трюсделла (Fournier, Truesdell, 1974; Truesdell, Fourner, 1975). Требования для подобного расчета включают: 1) необходимость сохранения паровой фазы глубинных горячих вод перед их смешением с холодными водами; 2) температуры в результате смешения лежат в пределах, соответствующих силикатному геотермометру (обычно $150-205^\circ C$); 3) после смешения вод кремнекислота не должна выпадать в осадок; 4) до и после смешения не должна иметь место потеря кондуктивного тепла. Данной модели удовлетворяют условия большинства гидротермальных систем в областях современного вулканизма с водами паужетского типа. Распределение основных растворенных макрокомпонентов (Cl^- , SiO_2 и др.) в горячих водах зависит от степени разбавления холодными водами. В отношении SiO_2 надо отметить, что в процессе смешения флюидов с холодными водами кремнекислота в водах источников становится резко неравновесной с кремниевыми минералами. Для недр гидротермальных систем это явление не столь выражено, и расчеты по SiO_2 почти также правомерны, как и по Cl^- .

Расчет образования парогидротерм (и термальных вод) в результате смешения глубинного высокотемпературного флюида и холодной грунтовой воды может быть проведен графическим и аналитическим методами.

Рис. 5. Графическая модель смешения парогидротерм Паужетского месторождения. Сопоставление энталпии пароводяной смеси и содержания Cl^- в водах источников и скважин

1 — Линии сопоставления (1 — линия энталпий, соединяющая точку предполагаемой максимальной энталпии глубинного флюида в 639 ккал/кг при содержании Cl^- в 10 млн^{-1} с точкой A; 2, 3 и 4 — максимальная, средняя и минимальная линии разбавления терм); 2 — линия разбавления глубинного флюида в точке 40 (доля глубинного флюида выражается отношением отрезка линии от точки 40 до точки Б к отрезку линии от точки 40 до начала координат); 3 — линии, соединяющие точки наблюдений с точками их температур по $SiO_2 - K - Na - Ca$ геотермометру; 4 — точки наблюдений (а — источники, б — скважины); 5 — точки температур по $SiO_2 - K - Na - Ca$ геотермометру

Таблица 4

Температура и доля глубинной составляющей парогидротерм Паужетского геотермального месторождения

№ п п. в таблице 1	Источник, скважина	Температура				Доля глубинной составляющей, X				Дебит ПВС при давлении на устье 2 атм, кг/с
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	
38а	Гейзер 1	100	111	156	130	0,14	0,60	0,48	0,09	0,4
39	Парящий 1	100	110	158	138	0,14	0,55	0,51	0,12	10,0
39а	Камбалный	75	—	—	178	0,10	0,28	—	—	0,5
40	Скв. Р-1	122	123	143	209	0,18	0,37	0,43	0,11	2,0
41	Скв. 1	139	142	148	181	0,20	0,53	0,44	0,14	1,7
42	Скв. 4	160	158	150	211	0,24	0,49	0,44	0,23	33,0
43	Скв. 5	123	129	154	181	0,18	0,58	0,48	0,09	2,3
44	Скв. 6	141	143	152	193	0,21	0,50	0,46	0,15	5,1
45	Скв. 7	180	180	175	200	0,27	0,61	0,66	0,26	3,0
46	Скв. 8	159	158	169	196	0,25	0,55	0,60	0,21	6,8
47	Скв. 9	—	—	168	—	—	0,59	—	—	—
48	Скв. 10	164	167	170	199	0,24	0,56	0,60	0,27	7,2
49	Скв. 11	157	156	159	189	0,23	0,57	0,53	0,20	16,6
50	Скв. 12	175	176	178	193	0,26	0,62	0,70	0,19	6,0
51	Скв. 13	177	178	172	204	0,27	0,58	0,62	0,26	15,3
52	Скв. 14	190	193	189	208	0,29	0,61	0,78	0,30	17,0
53	Скв. 15	166	169	172	200	0,25	0,56	0,63	0,23	14,8
54	Скв. 16	182	184	179	197	0,27	0,62	0,70	0,22	20,2
55	Скв. 17	181	174	175	202	0,27	0,61	0,65	0,26	9,5
56	Скв. 18	166	167	174	188	0,25	0,61	0,67	0,18	5,8
57	Скв. 20	194	195	175	214	0,29	0,59	0,64	0,31	9,1
58	Скв. 21	260	250	180	260	0,41	0,59	0,70	0,52	5,2
									Всего	191,5

Примечание. I — Энталпия воды или ПВС, ккал/кг; II — по K — Na — Ca-геотермометру, °C; III — по силикатно-геотермометру, °C; IV — по хлоридному геотермометру, °C (по графикам на рис. 5 и 6; данные на линии энталпии); V — энталпии (см. уравнение 11); VI — то же, по содержанию Cl^- (уравнение (12)); VII — то же, по содержанию неколлоидной SiO_2 (уравнение (13)); VIII — расчет по графикам сопоставления энталпии и содержания Cl^- (рис. 5 и 6).

Таблица 5

Температура и доля глубинной составляющей парогидротерм Горячего Пляжа (о. Кунашир)^{*}

№ п/п в таблице 1	Источник, сква- жина	Температура				Доля глубинной составляющей, X				Дебит при дав- лении на устье 1 атм, кг/с
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	
87	Нижнемен- делеевский	95	101	168	202	0,14	0,32	0,63	0,45	7,0
88	Верхнедок- торский	82	91	173	169	0,11	0,35	0,65	0,33	3,0
89	Нижнедок- торский	64	76	145	166	0,09	0,27	0,41	0,33	0,5
90	Провальный колодец	62	76	161	149	0,08	0,30	0,56	0,25	2,5
91	Скв. 3	142	137	135	142	0,21	0,83	0,37	0,21	6,0
92	Скв. 4	175	156	133	175	0,26	0,77	0,42	0,35	7,5
—	Скв. 2а	150	—	—	180	0,22	0,62	0,30	0,37	23,0
—	Скв. 1	53	—	—	224	0,07	0,13	0,85	0,60	—
—	Скв. 2	144	—	—	345	0,20	0,18	—	0,32	15,0
93	Скв. 5	60	67	128	235	0,08	0,15	0,30	0,54	—
94	Скв. 6	263	236	135	465	0,43	0,10	0,36	0,64	12,0
95	Скв. 11	150	154	148	209	0,22	0,50	0,39	0,31	15,0
96	Скв. 15	88	97	144	251	0,12	0,20	0,40	0,58	—
97	Скв. 16	61	70	168	161	0,08	0,26	0,68	0,30	—
—	Скв. 12а	150	—	—	150	0,22	—	0,43	0,22	10,0
Всего										88,5

^{*} См. примечание к табл. 4

Графический метод изложен в работе А.Х. Трюсделла и Р.О. Фурнье (1975) и представляет собой сопоставление данных о содержаниях Cl^- в термальных и перегретых водах и об энталпиях воды источников и пароводяных смесей, полученных из скважин (рис. 5). На графике отражается содержание SiO_2 в термах в виде значений температур, полученных по $\text{SiO}_2\text{--K--Na--Ca}$ -геотермометру. Данный график назван "гипотетическим", поскольку он не является функциональным и не отражает точной зависимости содержания Cl^- или SiO_2 от энталпии глубинного флюида, на нем можно лишь наглядно демонстрировать суть разбираемого процесса.

На графике смешения парогидротерм Паужетского месторождения (см. рис. 5) температуры глубинных составляющих, снимаемые с линии энталпии от точки 59 до A, равны соответственно от 130 °C (т. 38а, Гейзер I) до 260 °C (т. 58, энталпия ПВС, скв. 21). Доля глубинного флюида (или глубинной горячеводной компоненты) вычисляется как частное от деления отрезка прямой от точки наблюдения до уровня энталпии в 100 ккал/кг (например, для т. 40 линия от этой точки до т. B) к отрезку "линии разбавления" от т. 40 до "нулевой" точки холодной воды с энталпиией 10 ккал/кг и содержанием Cl^- 10 млн⁻¹.

Расчетные данные сведены в табл. 4 и 5 соответственно для Паужетского и Горячепляжного месторождений. В колонках 6 обеих таблиц указаны температуры недр, полученные на линии энталпии, т.е. по соотношению энталпии и Cl^- .

В колонках 10 табл. 4 и 5 отражены доли глубинного флюида, рассчитанные указанным выше графическим способом. Доля глубинной составляющей в Паужетке колеблется в пределах от 9 до 52%, а на Горячем Пляже — от 21 до 60%. В количественном выражении расходов глубинных флюидов это составляет приблизительно 50 кг/с для Паужетки и около 30 кг/с для Горячего Пляжа.

Расчеты смешения термальных вод

Более точные данные могут быть получены при применении аналитических методов решения, основанных на известных формулах смешения многокомпонентных растворов. По А.Х. Трюсделлу и Р.О. Фурнье (1975), можно написать уравнения баланса тепла и Cl^- для очага разгрузки парогидротерм. Мы считаем возможным составить подобное уравнение и для SiO_2 .

В смеси глубинной горячей воды с холодной водой соблюдаются следующие равенства:

$$I_{\text{см}} = X I_{\text{гор}} + (1 - X) I_{\text{хол}}, \quad (8)$$

$$\text{Cl}^-_{\text{см}} = X \text{Cl}^-_{\text{гор}} + (1 - X) \text{Cl}^-_{\text{хол}}, \quad (9)$$

$$\text{SiO}_2_{\text{см}} = X \text{SiO}_2_{\text{гор}} + (1 - X) \text{SiO}_2_{\text{хол}}. \quad (10)$$

В этих равенствах принятые обозначения: см — смесь горячей и холодной воды; гор — горячеводная составляющая (или компонента); хол —

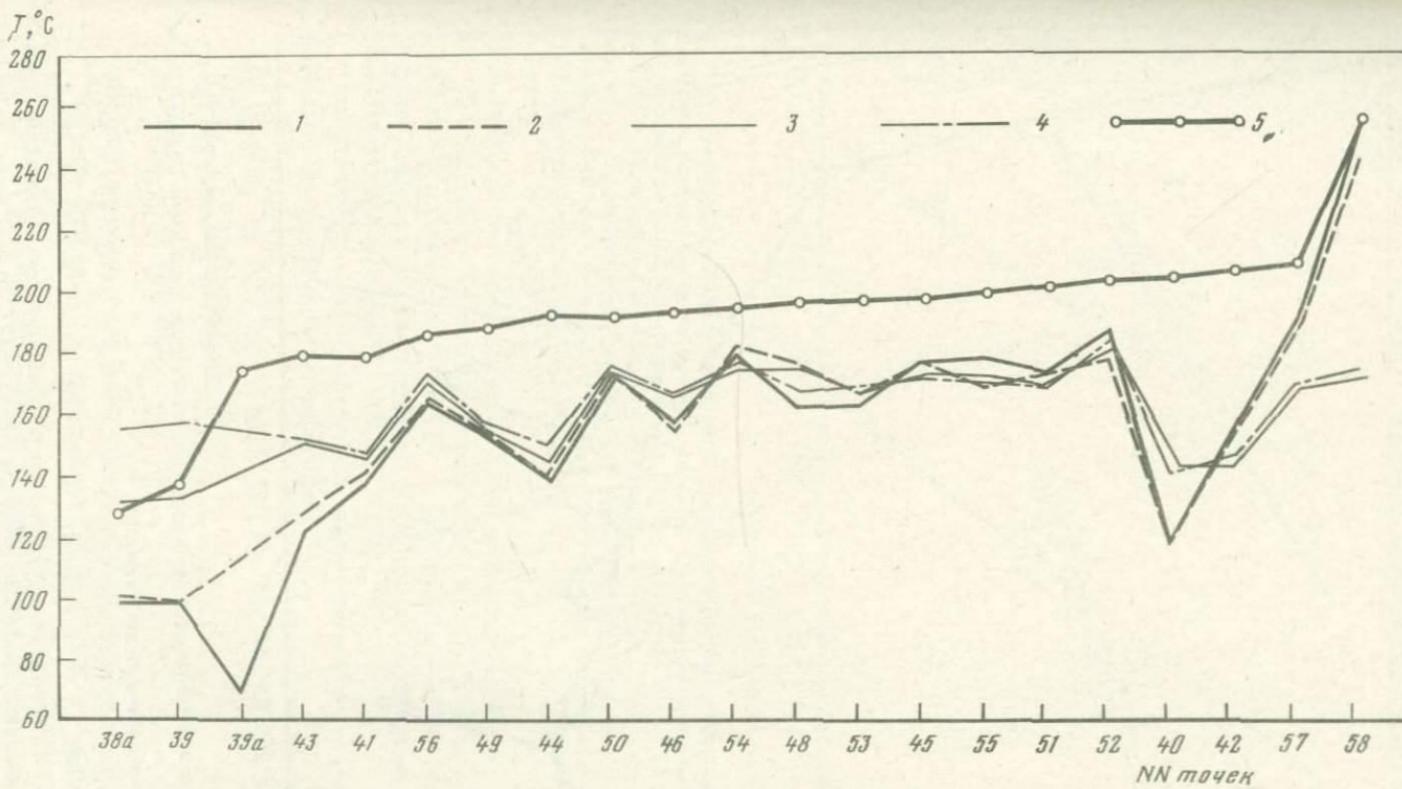


Рис. 6. Диаграмма температур Паужетского геотермального месторождения

1 – В источниках и фонтанирующих скважинах по данным замеров; 2 – в зонах вскрытия парогидротерм по К – Na – Са геотермометру; 3 – там же, по силикатному геотермометру; 4 – там же, по SiO_2 – К – Na – Са геотермометру; 5 – в зонах формирования парогидротерм – по хлоридному геотермометру

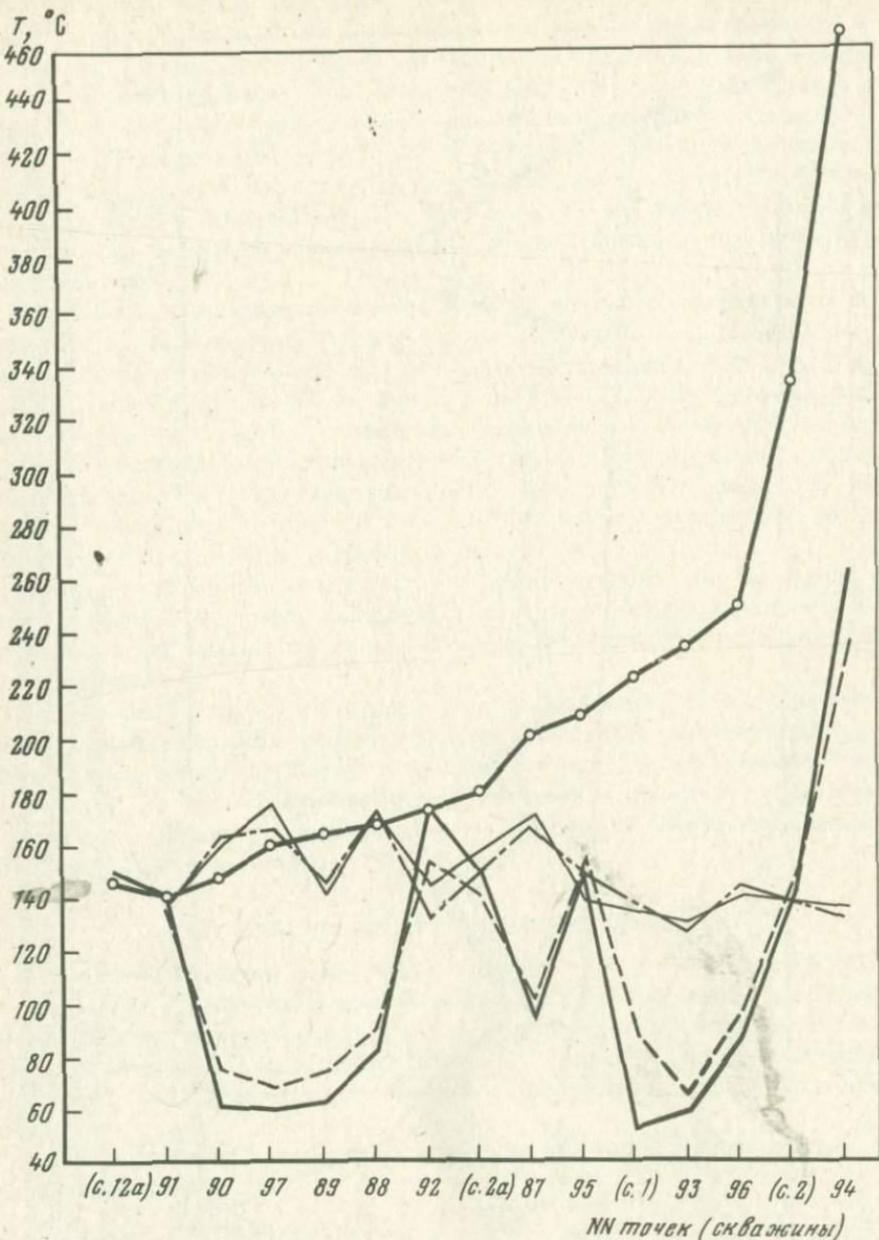


Рис. 7. Диаграмма температур парогидротермального месторождения Горячий Пляж, о. Кунашир.

Условные обозначения см. на рис. 5

холодная вода ($I = 10$ ккал/кг, $\text{Cl}^- = 10$ млн $^{-1}$ и $\text{SiO}_2 = 25$ млн $^{-1}$). Энталпия горячеводной компоненты приравнивается к таковой глубинного флюида. При снижении температуры от 327 до 100°C энталпия отделяемого от воды пара может варьировать от 615 до 647 ккал/кг, нами

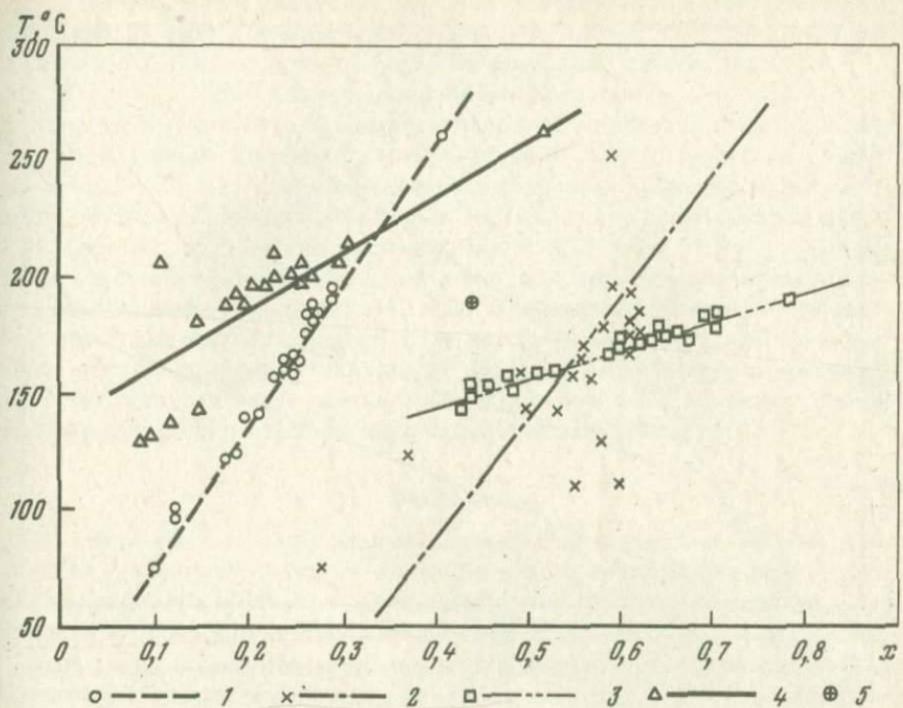


Рис. 8. Температура и доля глубинной составляющей Паужетских парогидротерм

Линии, полученные расчетами (см. табл. 4): 1 — снижения энталпии ПВС (температура взята по К—Na—Ca геотермометру); 2 — смешения вод по степени разбавления Cl^- (температура по энталпии ПВС); 3 — смешения вод по степени разбавления SiO_2 (температура взята по SiO_2 —К—Na—Ca геотермометру); 4 — графическим методом (температура взята по хлоридному геотермометру); 5 — средняя точка смешения глубинных и холодных вод

принято промежуточное значение в 639 ккал/кг. Максимумы содержаний Cl^- на диаграммах (рис. 5) определяются для вод Паужетки 2680 млн^{-1} , для Горячего Пляжа — 5170 млн^{-1} (для скв. 12а — 6750 млн^{-1}). Максимальное содержание неколлоидной SiO_2 с некоторой долей условности принято равным 275 млн^{-1} .

Подставляя принятые постоянные величины, получим уравнения для расчетов доли глубинной составляющей:

$$X = (\gamma_{\text{см}} - 10) / 629, \quad (11)$$

$$X = (\text{Cl}_{\text{см}}^- - 10) / 2670 \text{ (или } 5160), \quad (12)$$

$$X = (\text{SiO}_{2\text{см}} - 25) / 250. \quad (13)$$

Данные расчетов глубинной составляющей парогидротерм Паужетки и Горячего Пляжа по уравнениям (11) — (13) зафиксированы в табл. 4 и 5.

На рис. 6 и 7 представлены сводные данные температур по точкам наблюдений Паужетского и Горячепляжного парогидротермальных месторождений. Отчетливо видно, что температура, определенная графическим

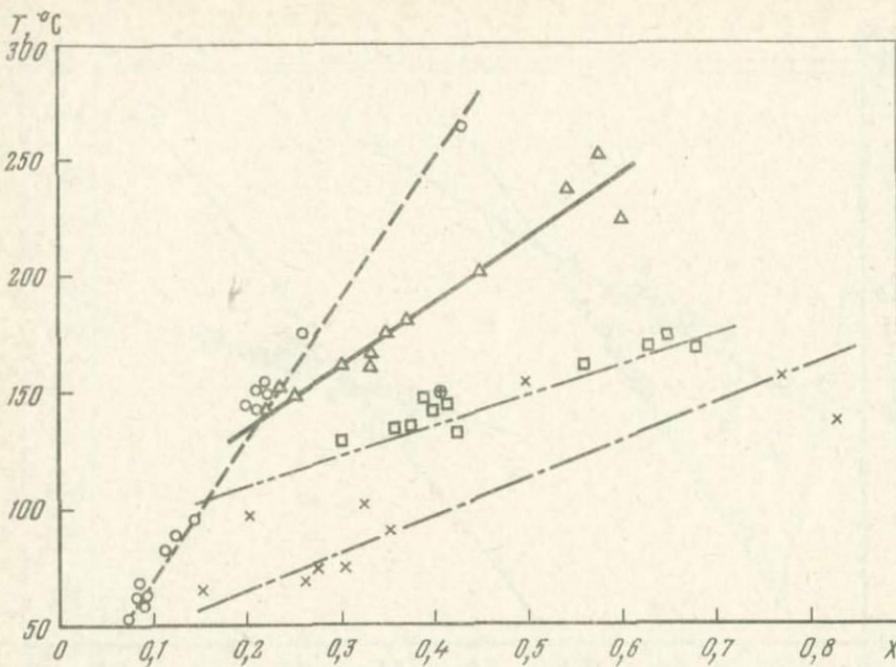


Рис. 9. Температура и доля глубинной составляющей парогидротерм Горячего Пляжа, о. Кунашир

Условные обозначения см. на рис. 8

методом (т. е. по сопоставлению энталпии и содержания Cl^-), сильно отличается от всех других температур: непосредственных измерений, по $\text{K}-\text{Na}-\text{Ca}$, силикатному и силикатно-калий-натрий-кальциевому геотермометрам. В источниках и низкотемпературных скважинах (ниже 100°C на выходе или на устье) обособляются пары линий, выделенные по содержанию SiO_2 , в отличие от линий по фактическим замерам и $\text{K}-\text{Na}-\text{Ca}$ -геотермометру. Отсюда можно заключить, что наиболее представителен гидрохимический калий-натрий-кальциевый геотермометр. Поэтому именно температуры, полученные по нему, положены в основу расчета доли глубинной составляющей по степени снижения энталпии ПВС (табл. 4 и 5, колонки 7).

Температурная кривая, рассчитанная по хлоридному геотермометру, резко обособлена от обеих охарактеризованных пар температурных кривых и особенно в правой части диаграммы для Горячего Пляжа. Воздымание кривой до $T = 465^\circ\text{C}$ (см. рис. 7) связано, во-первых, с некоторой условностью построения графика сопоставления энталпии и Cl^- , во-вторых, при высоких значениях энталпии из-за большого процентного содержания пара в ПВС и низкого содержания Cl^- линия смешения может резко сместиться влево и температуры ПВС могут быть искажены.

Данные о рассчитанных долях глубинной горячеводной компоненты отражены на графиках их зависимости от температуры отдельно для парогидротерм Паужетки (рис. 8) и Горячего Пляжа (рис. 9). В

обоих случаях линии указанной зависимости занимают разное положение. Обращает на себя внимание приблизительно одинаковое для Паужетки и Горячего Пляжа положение средней точки, если суммировать все данные. Эта точка соответствует доле глубинной составляющей в 0,40–0,45. Данные по K–Na–Са-геотермометру, наиболее представительны, поэтому в основу оценки следует положить крайние слева линии равновесия (см. рис. 8 и 9) в точках их пересечения с линиями хлоридного геотермометра. В этом случае доля глубинной составляющей для Паужетки равна 0,34 (или 65 кг/с), а для Горячего Пляжа 0,24 (или 21 кг/с). Данные оценки приходятся на оптимальные для обоих месторождений температуры, находящиеся в пределах 140–220°C. Расчетные данные о разбавлении парогидротерм по содержанию в них Cl^- и SiO_2 не однозначны для обоих месторождений, что связано, во-первых, с различной концентрацией Cl^- в тех и других водах и, во-вторых, с принятой нами ориентировочной максимальной концентрацией неколлоидной кремнекислоты.

Выводы

1. Теоретические предпосылки использования гидрохимических данных для изучения физических условий в недрах гидротермальных систем базируются на достижении равновесия при взаимодействии водных растворов повышенной температуры с вмещающими горными породами.

2. В качестве гидрохимических геотермометров могут быть применены содержания в водах отдельных компонентов ($\text{SiO}_2, \text{Cl}^-$) или же устойчивые соотношения ионов ($\text{Na}^+, \text{K}^+, \text{Ca}^{2+}$ и др.), формирующиеся в результате катионного обмена в системе вода–минералы горных пород.

3. Геотермометрические методы, основанные на графоаналитических расчетах концентраций химических элементов (ионов) с учетом энталпии глубинных парогидротерм и смешения термальных вод, при определенных условиях позволяют дать оптимальную характеристику температур в недрах гидротермальных систем и определить долю глубинной составляющей парогидротермальных месторождений в области современного вулканизма.

4. Пример обзорного рассмотрения парогидротерм Курило-Камчатской вулканической области показывает наибольшую близость к фактическим температурам температур, определяемых с помощью калий–натрий–кальциевого геотермометра, отражающего равновесие водных растворов указанных элементов с плагиоклазами вулканогенных пород андезитового и андезитобазальтового составов. В ряде случаев уточнение температур может быть проведено по силикатному и силикатно – K–Na–Са-геотермометрам.

5. В недрах гидротермальных систем типа Паужетки и Горячего Пляжа температуры могут быть определены также с помощью силикатного геотермометра. Показания хлоридного геотермометра точнее для более высокотемпературных (150–250°C) парогидротерм по сравнению с низкотемпературными.

6. Расчеты смешения термальных вод в гидротермальных системах в сочетании с гидрогеохимической геотермометрией позволяют определить долю глубинной составляющей (или горячеводной компоненты) парогид-

ротерм, которая по данным графо-аналитических расчетов на основании материалов разведочных работ первой очереди составляет для Паужетского геотермального месторождения 0,34 (или 65 кг/с), для месторождения парогидротерм Горячий Пляж 0,24 (или 21 кг/с).

Условные обозначения

- β — коэффициент в уравнении (5), равный 1/3 для $T > 100^{\circ}\text{C}$ и 4/3 для $T < 100^{\circ}\text{C}$;
- c — концентрация, г/л, мг/л (млн⁻¹);
- γ — коэффициент активности иона или соединения;
- $\Delta H_{(T)}^o$ — стандартная теплота реакции при данной температуре, ккал/моль;
- I — энтальпия (теплосодержание) воды или пароводяной смеси (ПВС), ккал/кг;
- K — константа равновесия реакции (см. уравнение (2)), равная $m\text{Na}/m\text{K}$;
- m — моляльность иона или соединения, г·моль/л;
- N — константа равновесия реакции взаимодействия ионов K^+ , Na^+ и Ca^{2+} (см. уравнение (3));
- $T^{\circ}\text{C}$ — температура в градусах Цельсия;
- $T\text{K}$ — абсолютная температура в градусах Кельвина;
- X — доля глубинной составляющей (или горячеводной компоненты) парогидротерм;
- x, y — координаты графиков (см. рис. 1 и 5);
- x, y — стехиометрические коэффициенты в уравнениях (3) и (4).

Л и т е р а т у р а

- Аверьев В.В., Вакин Е.А. Термальные поля вулканического массива Большой Семячик. — Бюл. вулканол. станций, 1966, № 42, с. 3—16.
- Барабанов Л.Н., Дислер В.Н. Азотные термы СССР, М.: Изд-во Центр. ин-та курортологии и физиотерапии, 1968, 119 с.
- Вакин Е.А. Аагские термоминеральные источники на Камчатке. — Бюл. вулканол. станций, 1966, № 41, с. 35—40.
- Дубик Ю.М., Меняйлов И.А. Газогидротермальная деятельность кальдеры Ксудач. — Бюл. вулканол. станций, 1971, № 47, с. 40—43.
- Иванов В.В. Основные закономерности формирования и распределения термальных вод Камчатки. — В кн.: Молодой вулканизм СССР, М.: Изд-во АН СССР, 1958.
- Иванов В.В. Основные закономерности распространения и формирования термальных вод Дальнего Востока СССР. — В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР, М., 1960, с. 171—260.
- Иванов В.В., Шувалов Р.А. Современная гидротермальная деятельность в районе Карымского вулкана. — Бюл. вулканол. станций, 1971, № 47, с. 65—68.
- Кирсанова Т.П. Гидротермы Киреунской долины в Срединном хребте Камчатки. — В кн.: Вулканализм и глубины Земли, М.: Наука, 1971, с. 239—246.
- Кононов В.И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод, М.: Наука, 1965, 146 с.
- Кононов В.И., Поляк Б.Г. Большие Банные источники на Камчатке. — В кн.: Гидро-геотермические условия верхних частей земной коры, М.: Наука, 1964, с. 52—71.
- Манухин Ю.Ф., Воробьев В.И., Ворожейкина Л.Д., Мальцева К.И., Федоренко С.И. Паратунская гидротермальная система на Камчатке. — В кн.: Вулканализм и глубины Земли, М.: Наука, 1971, с. 253—262.
- Пилипенко Г.Ф. Гидрохимическая аномалия Узонского термального поля на Камчатке. — В кн.: Вулканализм и глубины Земли, М.: Наука, 1971, с. 229—238.
- Пилипенко Г.Ф. Гидрохимическая характеристика Узонской термоаномалии. — В кн.: Вулканализм, гидротермальный процесс и рудообразование, М.: Недра, 1974, с. 83—110.
- Поляк Б.Г., Вакин Е.А., Овчинникова Е.Н. Гидрогеологические условия вулканического района Камчатки (г. Петропавловск). М.: Наука, 1965, 94 с.

- Сидоров С.С.* Гидротермальная деятельность кальдеры Головнина (о. Кунашир). — Бюл. вулканол. станций, 1966, № 42, с. 22—29.
- Сугробов В.М.* Характеристика пароводяных разведочных скважин. — В кн.: Паутежские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965а, с. 168—175.
- Сугробов В.М.* Химический состав термальных вод вскрываемых скважинами. — В кн.: Паутежские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965б, с. 64—75.
- Fournier R.O., Rowe I.I.* Estimation of underground temperature from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. — Am. J. of Sci., 1966, vol. 264, p. 685—697.
- Fournier R.O., Truesdell A.H.* An empirical Na—K—Ca geothermometer for natural waters. — Geoch. et Cosmochim. Acta, 1973, vol. 37, N. 5, p. 1255—1275.
- Fournier R.O., Truesdell A.H.* Geochemical indicators of subsurface temperature, Part 2. Estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water. — U.S. Geol. Survey J. of Res., 1974, vol. 2, N 3, p. 263—269.
- Fournier R.O., White D.E., Truesdell A.H.* Geochemical indicators of subsurface temperature, Part 1. Basic assumptions. — U.S. Geol. Survey J. of Res., 1974, vol. 2, N 3, p. 259—262.
- Kirсанов И.Т.* Acid volcanism and thermal manifestations in the area of Mutnovsky and Gorely Volcanoes (Southern Kamchatka) — Napoli. Bull. Volcanologique, 1967, vol. XXX, p. 139—151.
- Orville P.M.* Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. — Am. J. of Sci., 1963, vol. 261, p. 201—237.
- Truesdell A.H., Fournier R.O.* Calculation of deep temperatures in geothermal system from the chemistry of boiling spring waters of mixed origin, Second United Nations Symposium on the development and use of geothermal resources. San Francisco, California, USA, 1975, vol 1, p. 837—844.

В. П. Калугина, И. А. Клименко

ВСЕГИНГЕО

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД КАМЧАТКИ В КАЧЕСТВЕ ГИДРОМИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Региональные исследования по изучению закономерностей формирования и распространения промышленных вод позволили установить, что максимальные концентрации редких и рассеянных элементов приурочены к хлоридным рассолам артезианских бассейнов платформ, краевых прогибов и межгорных впадин, углекислым водам альпийской складчатости и термальным водам регионов современного вулканизма. К числу последних относятся и гидротермы Камчатки, использование которых как комплексного полезного ископаемого позволит наряду с решением теплофикационных, геэнергетических и бальнеологических задач осуществить извлечение полезных компонентов.

В процессе многолетних исследований института ВСЕГИНГЕО на территории Камчатского полуострова изучен состав многочисленных термальных источников и разработаны методические принципы гидрогеохимических методов поисков рудных месторождений. Установлено, что термальные воды Камчатки содержат повышенные концентрации редких щелочных металлов, бора и других элементов, которые могут представ

лять несомненный интерес при наличии технологических схем извлечения как гидроминеральное сырье для химической промышленности и цветной металлургии.

Отметим попутно, что наряду с утилизацией полезных компонентов актуальна проблема очистки отработанных термальных вод от вредных примесей, в частности от бора и мышьяка. Существующие стандарты на качество воды, используемой для рыбного хозяйства и питьевого водоснабжения запрещают сброс в поверхностные водотоки растворов с концентрацией соединений бора выше 0,3 мг/л и мышьяка выше 0,5 мг/л.

С необходимостью решения этой задачи связано использование геотермальных ресурсов района Гейзеров (Калифорния, США), где в пароводяной смеси содержится 50 мг/л бора (Кёниг, 1975).

Промышленный интерес для технологической переработки гидроминерального сырья представляют эксплуатируемые месторождения маломинерализованных термальных вод, где установлены высокие концентрации промышленно-ценных компонентов. На основании лабораторных и натуральных испытаний были выявлены нижние пределы концентраций редких элементов, перспективных для промышленного извлечения (мг/л): рубидий — 0,5; цезий — 0,4; бор — 40. Эти характеристики в достаточной мере условны, так как не учитывают величину общей минерализации раствора, наличие щелочноземельных элементов, температурный режим и другие физико-химические показатели термальных вод.

Выбор технологических схем извлечения (сорбция, экстракция, соосаждение) лимитирует в настоящее время суммарная минерализация. Из опыта работ в гидрометаллургии установлено, что наиболее целесообразным способом извлечения полезного компонента из раствора с минерализацией до 10 г/л является ионный обмен, до 50 г/л — экстракция, свыше 50 г/л — методы осаждения и концентрирования. Таким образом, обогащение природных вод выполняется при использовании комплекса химических и физико-химических методов в последовательности, определяющей снятие и утилизацию солевой нагрузки с дальнейшим получением металла или его химического соединения.

Применительно к термальным водам Камчатки возможно осуществить непосредственное извлечение редких металлов с последующим их разделением.

Наиболее полный комплекс технологических исследований по извлечению редких щелочных элементов проведен на Паужетском месторождении высокотемпературных вод, где эксплуатационные запасы составляют 124 кг/с пароводяной смеси со средним теплосодержанием 170 ккал/кг. В настоящее время на базе этого месторождения функционирует геотермальная электростанция мощностью 5 МВт.

Не останавливаясь на вопросах получения электроэнергии и использования термальных вод в лечебных целях, рассмотрим результаты лабораторных и натуральных технологических исследований по извлечению редких щелочных элементов на примере цезия.

Сорбционные процессы изучены на природных ионообменниках (глауконит), ферроцианидно-органических ионитах (ФЦОИ) и фенольно-кар-

боксильных катионитах (КБ) в зависимости от рН природных растворов, солевого состава и других факторов.

Глауконит — природный неорганический ионообменник; представляет собой ферроалюмосиликат щелочных и щелочноземельных металлов. Наиболее высокую селективность проявляет к ионам цезия.

Предварительная обработка образцов глауконита заключалась в мокром отсеивании на стандартных ситах и отборе фракции с диаметром зерен 0,2 мм. Испытание глауконита осуществлялось методом колоночной хроматографии. После насыщения сорбент в колонках промывался водой с дальнейшей регенерацией глауконита раствором углекислой соли аммония.

На рис. 1 представлены выходные кривые динамической сорбции цезия из исследуемых растворов на глауконитах двух месторождений (Егорьевское и Эстонское) и эфелях (отходы промышленной переработки Воскресенского химического комбината). Как видно на рисунке, глауконит Егорьевского месторождения обладает лучшими ионообменными свойствами, поэтому дальнейшие исследования проводились с этим образцом минерала.

Результаты опытов показали, что полная динамическая обменная емкость (ПДОЕ) достигает 0,1 мг/г, а скорость фильтрации в интервале 1,0—1,8 л/ч не влияет на сорбционные характеристики образца. С уменьшением расхода элюента глауконит регенерируется полнее и степень регенерации соответственно для 5%-ного, 10%-ного и насыщенного раствора углекислой соли аммония составляет 56,4; 56,8 и 59,5%. При повторном использовании обменная емкость практически не меняется.

Глауконит Егорьевского месторождения апробировали в натурных условиях на Паужетском месторождении. Однако при длительных испытаниях сорбент легко пептизировался и емкость его не превышала 0,03 мг/г. В целом низкие показатели по обменной емкости и небольшая механическая устойчивость в длительных испытаниях затрудняют его применение для извлечения цезия из термальных вод.

Ферроцианиды переходных и тяжелых металлов — синтетические ионообменники, которые наряду с природными сорбентами нашли широкое применение в практике технологических исследований. Они обладают высокой селективностью к редким щелочным элементам, но практически не решен вопрос их регенерации.

Предложен новый тип ионита — ферроцианидно-органические смолы (ФЦОИ), синтезированные осаждением ферроцианидного комплекса в матрице ионитов (Казаков и др., 1973). Для них характерна повышенная обменная емкость по отношению к цезию, высокая селективность и механическая устойчивость.

В лабораторных условиях испытаны восемь образцов сорбента на модельных и природных растворах Паужетского месторождения. Максимальная обменная емкость на стандартных растворах составляет 38 мг/г, а для термальных вод не превышает 5,3 мг/г. Вероятно, снижение емкости сорбента обусловлено влиянием макрокомпонентного состава.

Была определена избирательность ферроцианидно-органического ионита к щелочным металлам из вод Паужетского месторождения с добавле-

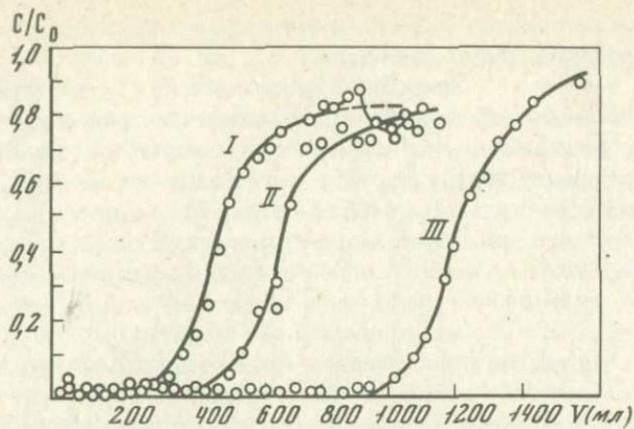


Рис. 1. Выходные кривые сорбции цезия на стандартных растворах

I — Эфеля; II — глауконит Эстонского месторождения Марду; III — глауконит Егорьевского месторождения; C/Co — отношение концентраций

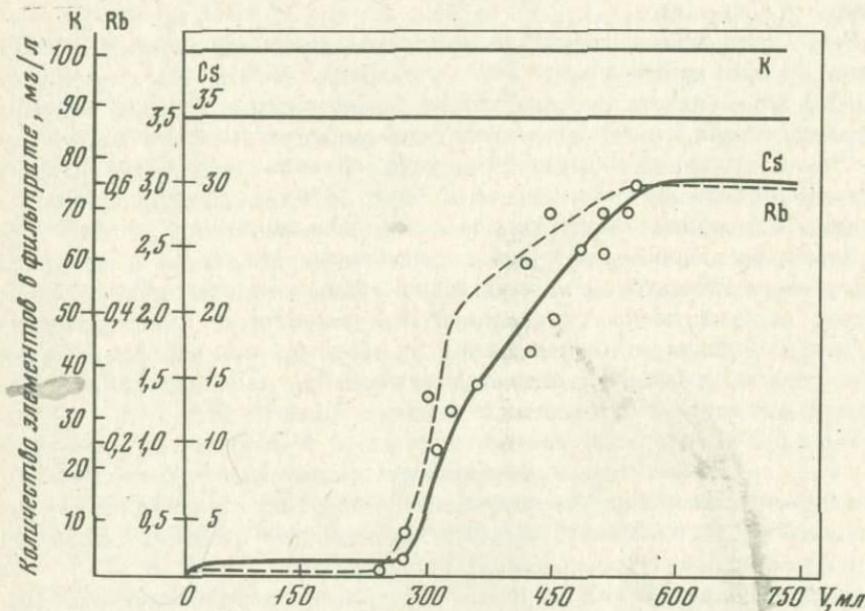


Рис. 2. Выходные кривые сорбции элементов из термальных вод Паужетского месторождения +30 мг/л цезия

нием определенного количества цезия. Введение в исследуемый раствор элемента является обычным приемом в аналитической химии. В данном случае это вызвано тем, что при незначительной концентрации цезия и высокой емкости сорбента требуются большие объемы природной воды, количество которой в лабораторных условиях ограничено.

Природная вода Паужетского месторождения с добавлением стандартного раствора цезия фильтровалась через две колонки диаметром 9 мм навеской сорбента 2 г с расходом 30 мл/ч, пробы отбирались каждый час,

опыты проводились до полного насыщения сорбента; выходные кривые эксперимента представлены на рис. 2.

Как видно на графике, калий, литий не сорбируются, по выходным кривым подсчитаны для цезия динамическая обменная емкость (ДОЕ) 3,8 мг/г и полная динамическая обменная емкость 5,3 мг/г.

Десорбция цезия в динамических условиях проводилась азотной кислотой, азотнокислым аммонием, аммиаком, щелочью, а также применялось последовательное чередование перечисленных реагентов. Максимальное элюирование цезия (90–100%) наблюдалось при использовании концентрированных растворов кислот и щелочей.

Фенольно-карбоксильный катионит (КБ-51 x 10) синтезирован на основе салициловой кислоты, фенола и формалина и в настоящее время применяется в промышленных масштабах для очистки сбросных растворов от радиоактивного цезия (Раузен, Трушков, 1973).

Для решения наших задач определены емкостные характеристики катионита в статических и динамических условиях на стандартных растворах, статическая обменная емкость (СОЕ) равна 100 мг/г, динамическая обменная емкость до проскока 38,6 мг/г, полная динамическая обменная емкость 100 мг/г. В дальнейшем сорбционные свойства по цезию определены на природных водах Паужетского месторождения, полная обменная динамическая емкость для которых 12 мг/г.

Десорбция цезия осуществлялась ЗН растворами щелочи и аммиака, причем в первые порции элюата переходит более 30% элемента, а затем наблюдается плавное увеличение его концентрации.

Экспериментальные данные по применяемым сорбентам приведены в таблице.

Сорбционные характеристики сорбентов, мг/г

Сорбент	Стандартный раствор			Слабоминерализованные воды
	СОЕ	ДОЕ	ПДОЕ	
Глауконит	—	0,07	0,1	0,03
ФЦОИ	4,5	4,7	38,0	5,3
КБ-51 x 10	100	38,6	100	12,0

Как следует из таблицы, по селективности и обменной емкости к цезию катионит КБ-51 x 10 обладает лучшими показателями из всех исследуемых образцов.

Полная динамическая емкость сорбента 12 мг/г, десорбция проводилась ЗН раствором гидроокиси натрия. Оборудование подбиралось серийного производства, выпускаемое отечественным машиностроением для водоочистки промышленных установок.

Принципиальная схема показана на рис. 3.

Пароводяная смесь из скважины подается на сепаратор, откуда очищенный пар поступает на ГеоТЭС, а вода после охлаждения — на технологическую установку. В схеме предусмотрено десять ионообменных колонн, каждая диаметром 140 см и объемом 3,12 м³.

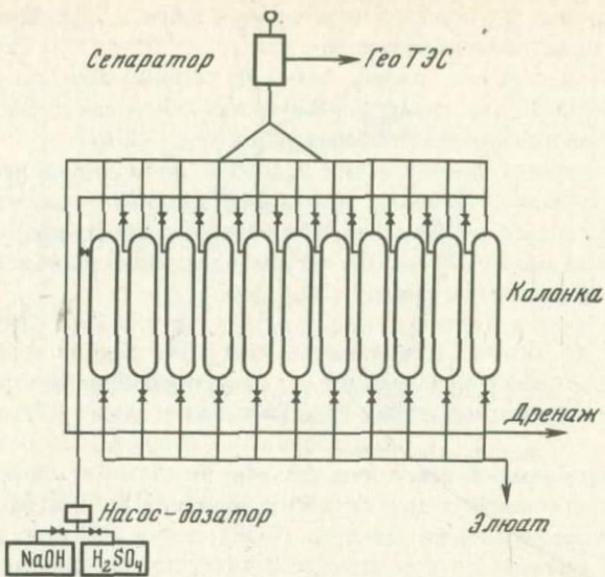


Рис. 3. Принципиальная схема извлечения цезия из природных вод

Сорбционные процессы осуществляются на подготовленном катионите КБ-51 х 10 в натриевой форме. После насыщения сорбента прекращается подача воды и с помощью насоса-дозатора нагнетается в колонку раствор едкого натра для десорбции цезия. Элюят собирается в сборник, где упаривается, нейтрализуется кислотой и высушивается.

По предварительным данным, извлечение цезия происходит на 87%, а окупаемость капиталовложений возможна за полтора года. Эти данные получены только для одного элемента, а по нашей технологической схеме предусматривается также извлечение рубидия, бора и мышьяка, что естественно повысит рентабельность производства.

Полученные результаты по разработке и испытанию технологических схем извлечения промышленно-ценных компонентов требуют продолжения исследований в этом направлении, и существующий объем информации свидетельствует о перспективности использования термальных вод в качестве гидроминерального сырья.

Л и т е р а т у р а

- Казаков Е.В., Котов С.Д., Овчинникова Н.А. Получение феррицианидно-органических ионитов. — Химическая промышленность, 1973, № 1, с. 12—14.
- Кёниг Дж. Разведка геотермальных ресурсов в Западных штатах США. — В кн.: Изучение и использование геотермических ресурсов. М.: Мир, 1975, с. 7—40.
- Раузен Ф.В., Трушков Н.П. Испытание новых сорбентов для очистки жидких отходов с низким уровнем радиоактивности. — Атомная энергия, 1973, т. 35, вып. 2, с. 105—108.

БОР В ТЕРМАЛЬНЫХ ВОДАХ КАМЧАТКИ И ВОЗМОЖНОСТЬ ЕГО ИЗВЛЕЧЕНИЯ

Борная кислота является одним из характерных компонентов термальных вод Камчатки и других районов активного вулканизма. Абсолютные ее содержания сравнительно невелики и для различных типов гидротерм варьируют от первых миллиграммов до сотен миллиграммов на литр раствора. Однако относительные содержания борной кислоты в наиболее типичных для районов активного вулканизма хлоридно-натриевых термах достигают 6–12% от общей минерализации растворов, т.е. для этих гидротерм борная кислота является одним из основных компонентов раствора.

Ранее нами и другими исследователями (Махон, 1965; Горбов, 1976) подчеркивалась прямая зависимость между содержаниями бора и хлора в термальных водах областей активного вулканизма как в пределах одной зоны разгрузки, так и в региональном плане. Хлор – один из главных компонентов термальных вод – может быть либо составной частью эндогенного флюида, либо может вовлекаться в круговорот из морской воды; поэтому мы попытались сравнить значения бор-хлорных отношений для морских и подземных вод различного генезиса (табл. 1).

Для морской воды эти значения характеризуются высокой стабильностью и являются практически постоянной величиной для морей и океанов как в различных точках их поверхности, так и на разной глубине (Виноградов, 1967).

Поровые воды глубоководных морских осадков, формировавшихся от верхнего мела до голоценса и поднятых в процессе бурения с интервалом глубин от 0 до 450 м над дном океана (Смирнов, 1947), также отличаются стабильностью бор-хлорных отношений, а сами значения отношений бора к хлору равны таковым для морской воды. В табл. 1 приведены также значения B/Cl для захороненных морских вод Японии, Сахалина, Гавайского архипелага, рассолов соленосного комплекса Иркутского амфитеатра и др.

Для характеристики B–Cl-отношений для хлоридно-натриевых гидротерм районов активного вулканизма были привлечены данные по термальным районам Новой Зеландии – Вайракей, Вайотапу, Каверау; США – район Стимбот, Йеллоустонский национальный парк; по Камчатке – Паужетка, Долина Гейзеров, Налачева.

Из табл. 1 видно, что по значениям бор-хлорных отношений термальные воды районов активного вулканизма резко отличаются от морской воды (на 2 порядка и более) и от других типов подземных вод (в основном на 1–2 порядка). Поэтому представлялось интересным исследовать вариации бор-хлорных отношений для термальных вод Камчатки как в пределах единой зоны разгрузки гидротерм, так и для термальных вод различных гидротермальных систем.

В табл. 2 приведены значения коэффициентов парных корреляций

Таблица 1

Значения B/Cl в гидротермах, морской воде и различных типах подземных вод

Тип вод	n	M, г/л			B/Cl		
		min	max	x	min	max	x
1	2	3	4	5	6	7	8
1. Хлоридно-натриевые термальные воды районов активного вулканизма (Камчатка—СССР, США, Новая Зеландия)	245	0,5	4,8	2,7	0,040	0,190	0,108
2. Морская вода	344	—	—	35,0	0,00069	0,00085	0,00078
3. Поровые воды глубоководных морских осадков	127	30,9	37,6	35,4	—	—	0,00079
4. Подземные воды о. Оаху (Гавайи)	4	3,7	31,7	19,5	0,00003	0,00009	0,00008
5. Подземные воды неогеновых нефтеносных бассейнов Японии (бассейн Канто и Ниигата)	9	2,9	33,4	21,9	0,0003	0,014	0,0046
6. Подземные воды кайнозойских нефтеносных бассейнов Сахалина	11	14,5	47,6	28,3	0,0012	0,023	0,0108
7. Хлоридно-натриевые подземные воды верхнего девона северного обрамления Прикаспийской впадины	19	194,5	279,4	246,6	0,0001	0,0015	0,0007
8. Хлоридно-натриевые воды карбона северного обрамления Прикаспийской впадины	13	227,5	274,7	252,7	0,0003	0,0013	0,0008
9. Хлоридно-натриевые подземные воды перми юго-восточного склона Русской платформы	5	180,7	315,4	247,8	0,00003	0,00061	0,0003
10. Кальцийсодержащие подземные воды девона и карбона Нижнего Поволжья	6	117,2	233,2	180,1	0,0005	0,0016	0,0012

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
11. Хлоридные кальцийсодержащие подземные воды в пермских отложениях юго-востока Русской платформы	28	199	270	239	0,00004	0,0108	0,0021
12. Хлоридные магнийсодержащие подземные воды пермских отложений юго-востока Русской платформы	18	226	341	270	0,0013	0,0165	0,0068
13. Сульфатсодержащие воды перми северного обрамления Прикаспийской впадины	11	106	210	138	0,0002	0,0013	0,0007
14. Соленые воды Восточно-Сибирской артезианской области (Тунгусский и Ангаро-Ленский бассейны)	14	10	124	85	0,0001	0,002	0,0001
15. Рассолы соленосного комплекса Иркутского амфитеатра	3	322	412	350	0,001	0,005	0,0033
16. Надсолевые воды Мексиканского залива	7	34,4	54,6	42,2	0,0002	0,0020	0,0007

При меч ани е: *л* — число анализов; *х* — среднее значение соответствующих величин; 1 — материалы Института вулканологии (Камчатка); данные: Д.Е. Уайта (1965, 1970); У.А.Дж. Махона, 1965; (США, Новая Зеландия); 2 — А.П. Виноградов (1967); 3, 4, 5, 6, 16 — С.И. Смирнов (1974); 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13 — К.Е. Питьева (1969); 14 — Е.А. Басков (1972); 15 — М.Г. Валяшко и др. (1967).

Между содержаниями борной кислоты и хлора в термальных водах наиболее мощных гидротермальных систем Камчатки (Узонской, Гейзерной и Паужетской) (использованы преимущественные анализы, выполненные автором). Хотя абсолютное содержание борной кислоты и хлора в термальных водах отдельной зоны разгрузки изменяется в широких пределах (в основном в результате процессов разбавления и упаривания вод коренных струй), коэффициенты парных корреляций близки к (+1): зависимость между содержаниями борной кислоты и хлора прямолинейна и близка к функциональной.

Таблица 3 содержит значения бор-хлоридных отношений в термальных водах наиболее исследованных гидротермальных систем Камчатки. Общая характеристика гидротермальных систем приведена в предыду-

Таблица 2

Корреляционная зависимость между концентрациями H_3BO_3 и Cl^-
в зонах разгрузки хлоридно-натриевых гидротерм

Параметр	Гидротермы		
	Паужетские	Узонские	Долины Гейзеров
n	114	24	17
T_{min}	20	23	90
T_{max}	196	94	100
pH_{min}	7,06	2,16	7,30
pH_{max}	8,42	7,50	8,98
B_{min}	26	0,0	63
B_{max}	260	405	127
B	197	194	98
Cl_{min}	186	7	404
Cl_{max}	1720	1808	908
Cl	1420	828	702
r	0,978	0,962	0,985
σ	0,004	0,015	0,007

Примечание. n — число анализов; T_{min}, T_{max} — минимальная и максимальная температура растворов в точках отбора проб; B_{min}, B_{max} , B — минимальная, максимальная и среднеарифметическая концентрация H_3BO_3 , мг/л; Cl_{min}, Cl_{max} , Cl — минимальная, максимальная и среднеарифметическая концентрация Cl^- , мг/л; r — коэффициент парной корреляции; σ — средняя квадратичная ошибка коэффициента корреляции

ших статьях, и мы подчеркиваем лишь, что рассматриваемые системы различаются по структурной приуроченности, возрасту, тепловой мощности, температуре в недрах систем, химическому и газовому составу термальных растворов. Однако видно, что вариации отношений бора к хлору для растворов данных систем незначительны и практически не выходят за пределы значений таких же отношений для гидротерм, разгружающихся в единой гидротермальной системе (например, Узонской).

Таким образом, бор-хлорные отношения являются важной геохими-

Таблица 3

Значения B/Cl в термальных водах некоторых гидротермальных систем Камчатки

Гидротермальные системы	B/Cl	Гидротермальные системы	B/Cl
Паужетская	0,08	Паратунская	0,10
Узонская	0,14	Больше-Банная	0,08
Гейзерная	0,08	Киреунская	0,12
Налачевская	0,15		

Примечание. По Киреунской системе данные Т.П. Кирсановой (1971).

ческой характеристикой гидротерм Камчатки, позволяющей на данном этапе их изучения сделать следующие выводы.

В формировании солевого состава гидротерм Камчатки морские и захороненные морские воды не играют существенной роли. Об этом свидетельствуют резко повышенные значения бор-хлорных отношений (см. рис. 1).

Стабильность бор-хлорных отношений для термальных вод гидротермальных систем, характеризующихся самыми различными параметрами, позволяет сделать заключение о сходных условиях, существующих в зонах генерации гидротерм, т.е. о близких содержаниях бора и хлора в эндогенном флюиде, под воздействием которого формируются гидротермальные системы.

Как уже отмечалось в начале статьи, содержание борной кислоты в некоторых гидротермах Камчатки достигает 12% от общей минерализации. Половина общего количества борной кислоты, выносимой всеми источниками Камчатки, приходится на наиболее высокодебитные источники Паужетской и Узон-Гейзерной гидротермальных систем. В процессе разведки Паужетского геотермального месторождения выявилось при этом, что эксплуатационные ресурсы термальных вод значительно превышают их разгрузку в естественных условиях.

Зарубежный опыт показывает, что наиболее рентабельным является комплексное использование геотермальных месторождений: энергетическое, для нужд химической промышленности, бальнеологическое и т.п. С этих позиций в настоящее время наиболее перспективными для использования в качестве сырья для химической промышленности являются термальные воды Паужетского геотермального месторождения. Здесь уже работает геотермальная электростанция, имеются выведенная на поверхность термальная вода и дешевая электроэнергия; продолжаются работы по увеличению мощности станции за счет более полного использования ресурсов месторождения.

Для предварительного концентрирования борной кислоты из отработанной термальной воды, учитывая низкую минерализацию раствора, на наш взгляд, может быть использована схема, предложенная Д.И. Эристави и Ф.И. Броучеком (1965). Вода пропускается последовательно через катионит в Н-форме, слабоосновной анионит в ОН-форме и сильноосновной анионит в ОН-форме. Первые две ступени полностью удаляют из раствора посторонние компоненты, борная кислота концентрируется на третьей ступени (сильноосновном анионите). Десорбция осуществляется раствором щелочи. Данная схема была испытана нами на Паужетской воде с применением катионита КУ-2, слабоосновного анионита АН-Т и сильноосновного анионита АВ-17. За один цикл сорбции-десорбции концентрация борной кислоты была повышена в 75 раз, т.е. от 0,2 до 15 г/л. В дальнейшем полученный концентрат может дорабатываться по технологии, применяемой уже несколько десятилетий в Италии на месторождении Лардерелло. Нужно заметить, что первая ступень схемы при соответствующем выборе катионита может служить одновременно для концентрирования и последующего выделения солей лития, рубидия, цезия.

* В заключение еще раз подчеркнем, что дальнейшее изучение геохимии бора в термальных водах представляет интерес как для выяснения природы флюида, под воздействием которого формируются гидротермальные системы, так и чисто практически — для использования термальных вод как сырья для получения борной кислоты.

Л и т е р а т у р а

- Валяшко М.Г., Жеребцова И.К., Садыков Л.З. и др. Геохимия рассолов Восточной Сибири. — В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1967, с. 166—175.
- Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967, с. 212.
- Горбов А.Ф. Геохимия бора. Л.: Недра, 1976, с. 207.
- Кирсанова Т.П. Гидротермы Киреунской долины в Срединном хребте Камчатки. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. (Мат-лы III Всесоюзн.вулканол. совещ. 28—31 мая 1963). М.: Наука, 1971, с. 239—246.
- Махон У.А.Дж. Химические исследования пара и воды, выделяющихся из скважин и горячих источников Каверау. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов: М.: Мир, 1965, с. 128—140.
- Питьева К.Е. Основы региональной геохимии подземных вод. М.: Изд-во МГУ, 1969, с. 213.
- * Смирнов С.И. Введение в изучение геохимической истории подземных вод. М: Недра, 1974, с. 264.
- Сугробов В.М. Паужетское месторождение высокотемпературных подземных вод. — В кн.: Гидрогеология СССР. Т. XXIX. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1972, с. 271—275.
- Уайт Д.Е. Термальные воды вулканического происхождения. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 78—100.
- Уайт Д.Е. Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными источниками. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 479—528.
- Эристави Д.И., Броучек Ф.И. Аналитические методы определения бора. Тбилиси: Мецниреба, 1965, с. 213.

II. СПОСОБЫ ИЗВЛЕЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО ТЕПЛА И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ

И. Т. Аладьев, А. Д. Передерий, Э. М. Стрыгин, В. П. Трусов

Энергетический институт им. Г. М. Кржижановского

ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОС В ПОДЗЕМНЫХ ТЕПЛОВЫХ КОТЛАХ С УЧЕТОМ ЕСТЕСТВЕННОЙ КОНВЕКЦИИ

Введение

Настоящая работа посвящена исследованию действия естественной и вынужденной конвекции в стационарном режиме в длинных горизонтальных пористых слоях при подогреве снизу. Изучение этой задачи представляет интерес для различных областей техники: гидротехники, геофизики, гидрогеологии, теплофизики, теплотехники и др.

В геотермальной энергетике основными вопросами являются разведка, оценка и разработка геотермальных месторождений, которые непосредственно связаны с задачей тепломассообмена в проницаемых средах. Так, например, разведка геотермальных месторождений связана с измерением локальных тепловых характеристик: теплового потока, геотермического градиента, распределением температур на глубине и определением по ним средних величин. Правильное решение этого вопроса возможно лишь при наличии физико-математической модели процессов фильтрации и теплообмена в таких системах. Оптимальная разработка месторождений ставит задачу создания инженерной методики расчета производительности месторождений. При этом независимо от способа эксплуатации (либо самоизлив пароводяной смеси или термальной жидкости, либо системы с инъекцией теплоносителя, либо системы с погружными теплообменниками) необходимо знать гидродинамические и тепловые процессы, происходящие в проницаемых средах.

Целью данной работы является изучение стационарного тепломассообмена в пористых горизонтальных слоях при подогреве снизу в зависимости от фильтрационного числа Релея, числа Пекле, относительного удлинения слоя и определения условий, при которых теплоперенос определяется только теплопроводностью.

Постановка задачи

Определение температурных и гидродинамических полей в подземном тепловом котле, который представляет собой зону повышенной проницаемости в горном массиве, связано с решением сопряженной задачи неизотермической фильтрации. Гидродинамическую задачу нельзя рас-

сматривать отдельно от тепловой вследствие того, что распределение температуры в котле определяется полем скоростей. Учет вертикального градиента температуры системы значительно усложняет задачу, так как уравнения, помимо всего прочего, должны учитывать и подъемные силы. В настоящее время физико-математическая модель, которая полностью описывала бы эти явления, не разработана, причиной чему являются значительные математические трудности решения получаемой системы уравнений.

В предыдущей работе авторов (Аладьев и др., 1974) сформулирована система уравнений тепломассопереноса для двухконтурных систем извлечения тепла Земли, учитывающая процесс естественной конвекции:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial T_M}{\partial t} = a_M \Delta T_M, \\ (c_p \rho) * \frac{\partial T^*}{\partial t} = \lambda^* \Delta T^* - (c_{pp} \rho) \vec{U} \operatorname{grad} T^*, \\ \frac{1}{m} \frac{\partial \vec{U}}{\partial t} = - \frac{1}{\rho_0} \nabla P' - \frac{\nu}{K} \vec{U} + g \beta T^* \vec{\gamma}, \\ \operatorname{div} \vec{U} = 0, \end{array} \right. \quad (1)$$

где T — температура; \vec{U} — скорость фильтрации; a — температуропроводность; λ — теплопроводность; C_p — теплоемкость; ρ — плотность; P' — отклонение давления от статического; m — пористость; K — проницаемость; ν — вязкость; β — коэффициент термического расширения; g — ускорение силы тяжести; $\vec{\gamma}$ — единичный вектор, направленный вертикально вверх; t — время; $*$, M , p , j — индексы, относящиеся, соответственно к водонасыщенной пористой среде, горному массиву и жидкости.

Анализ отдельных членов уравнений системы (1) показывает, что производные температуры и скорости по времени ($\partial T^*/\partial t$ и $\partial \vec{U}/\partial t$) для реальных подземных тепловых котлов имеют различный порядок ($\partial \vec{U}/\partial t$ на несколько порядков больше $\partial \theta/\partial t$), что свидетельствует о мгновенном установлении гидродинамического поля по сравнению с температурным. Поэтому в системе уравнений (1) достаточно учесть временную зависимость температуры

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial T_M}{\partial t} = a_M \Delta T_M, \\ (c_p \rho) * \frac{\partial T^*}{\partial t} = \lambda^* \Delta T^* - (c_{pp} \rho) \vec{U} \operatorname{grad} T^*, \\ \frac{\nu}{K} \vec{U} = - \frac{1}{\rho_0} \nabla P' + g \beta T^* \vec{\gamma}, \\ \operatorname{div} \vec{U} = 0, \end{array} \right. \quad (2)$$

В данной работе в качестве расчетной схемы рассматривается горизонтальный изотропный пористый слой, нижняя и верхняя границы которого непроницаемы и поддерживаются при заданных постоянных температурах T_1 и T_2 ($T_2 > T_1$). Торцевые стороны являются осями симметрии: условие для температуры $\partial T/\partial x = 0$, а для скорости — постоянное значение по всему сечению U_0 . Внешняя сила направлена вертикально вниз.

Стационарная система уравнений (2) для рассматриваемого случая в безразмерном виде запишется следующим образом:

$$\begin{aligned} U &= -\frac{\partial \bar{P}}{\partial x}, \\ V &= -\frac{\partial \bar{P}}{\partial y} + R_a^* \theta, \\ \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} &= 0, \\ U \frac{\partial \theta}{\partial x} + V \frac{\partial \theta}{\partial y} &= \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2}. \end{aligned} \quad (3)$$

В качестве масштабов отнесения взяты: длина — H , скорость — a^*/H , температура — $\Delta T = T_2 - T_1$, давление — $\rho a^*/K$.

Здесь $R_a^* = g \beta \Delta T K H / a^* \nu$ — критерий подобия, определяющий перенос тепла при естественной конвекции, который называется фильтрационным числом Релея.

Границные условия для данной задачи имеют вид:

а) для температуры

$$\begin{aligned} \theta &= 0, & y &= 1, & 0 \leq x \leq L/H, \\ \theta &= 1, & y &= 0, & 0 \leq x \leq L/H, \\ \partial \theta / \partial x &= 0, & x &= 0, & 0 \leq y \leq 1; \\ && x &= L/H, & \end{aligned} \quad (4)$$

б) для скорости

$$\begin{aligned} U &= U_0 H / a^* x = 0, & 0 \leq y \leq 1, \\ &x = L/H, & & \\ V &= 0, & y &= 0, & 0 \leq x \leq L/H. \\ &y = 1, & & & \end{aligned} \quad (5)$$

Методика решения

Различные аналитические методы решения задач естественной конвекции, основанные на линеаризации уравнений, не позволяют в достаточности полной мере раскрыть особенности гидродинамических и тепловых явлений.

Практически единственный способ решения системы уравнений естественной конвекции, который давал бы большую информацию о локальных характеристиках течения и теплообмена, — численный; по сравнению с ним физический эксперимент не всегда позволяет получить детальную тепловую или гидродинамическую картину, либо это связано с преодолением больших трудностей.

Для решения системы уравнений (3) с граничными условиями (4) и (5) численным методом преобразуем ее путем введения функции тока и вихря

$$U = \frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad V = -\frac{\partial \psi}{\partial x}, \quad \omega = \frac{\partial U}{\partial y} - \frac{\partial V}{\partial x} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2}$$

и, исключая давление,

$$\begin{cases} \frac{\partial \psi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial y} = -R^* a \frac{\partial \theta}{\partial x}, \\ \frac{\partial \psi}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial \psi}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} = \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial \theta}{\partial y^2}. \end{cases} \quad (6)$$

При этом, вместо граничных условий для скоростей (5) будут условия для функции тока

$$\begin{aligned} \psi &= Pe \cdot y, & x &= 0, \\ && x &= H/L, & 0 &\leq y \leq 1, \\ \psi &= Pe, & y &= 1, & 0 &\leq x \leq H/L, \\ \psi &= 0, & y &= 0, & 0 &\leq x \leq H/L, \end{aligned} \quad (7)$$

где $Pe = \frac{U_0 H}{a^*}$ — число Пекле, характеризующее вынужденную конвекцию.

Уравнения системы (6) аппроксимируются по разностной схеме переменных направлений (Власюк, Полежаев, 1975) на равномерной сетке

$$x_i = hi, \quad y_j = lj \quad (i=1,2,\dots,N+1; j=1,2,\dots,M+1),$$

где $N = L/Hh$ и $M = 1/l$.

Стационарное решение системы (6) с граничными условиями (4), (7) ищется с помощью итераций по параметру t , аналогичному времени (метод установления); итерации ведутся поочередно для уравнений системы (6).

Производные по параметру t аппроксимируются разностями вперед

$$\frac{\partial f}{\partial t} = \frac{f^{n+1} - f^n}{\tau},$$

где τ — шаг по "временной" координате.

Пространственные производные аппроксимируются формулами второго порядка точности:

$$\frac{\partial f}{\partial x} \sim \frac{f_{i+1} - f_{i-1}}{2h}, \quad \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} \sim \frac{f_{i+1} - 2f_i + f_{i-1}}{h^2}.$$

Общая структура разностной схемы может быть представлена в виде

$$\begin{aligned} \frac{\psi^{n+1/2} - \psi^n}{\tau} + L_x \psi \psi^{n+1/2} + L_y \psi \psi^n &= f_\psi, \\ \frac{\psi^{n+1} - \psi^{n+1/2}}{\tau} + L_x \psi \psi^{n+1/2} + L_y \psi \psi^{n+1} &= f_\psi, \\ \frac{\theta^{n+1/2} - \theta^n}{\tau} + L_x \theta \theta^{n+1/2} + L_y \theta \theta^n &= f_\theta, \\ \frac{\theta^{n+1} - \theta^{n+1/2}}{\tau} + L_x \theta \theta^{n+1/2} + L_y \theta \theta^{n+1} &= f_\theta, \end{aligned} \quad (8)$$

где L_x и L_y — разностные одномерные операторы x и y направлении; f — соответствующие правые части.

Каждое из разностных уравнений системы (8) приводится к стандартному трехдиагональному виду и решается методом прогонки. Итерации заканчиваются при выполнении условия

$$\frac{\left| \left(\sum \lambda^* \frac{\partial \theta}{\partial y} \Big|_{y=1} \right)^{n+1} - \left(\sum \lambda^* \frac{\partial \theta}{\partial y} \Big|_{y=1} \right)^n \right|}{\left(\sum \lambda^* \frac{\partial \theta}{\partial y} \Big|_{y=1} \right)^n} 100\% \leq \delta,$$

где $\delta = 0,1 \div 0,001$.

В ходе вычислений, которые выполнялись на ЭВМ БЭСМ-6, проводился контроль точности вычислений путем проверок интегральных балансов тепла

$$\xi_1 = \sqrt{\frac{\left(\sum \lambda^* \frac{\partial \theta}{\partial y} \Big|_{y=1} - \sum \lambda^* \frac{\partial \theta}{\partial y} \Big|_{y=0} \right)^2}{\left(\sum \lambda^* \frac{\partial \theta}{\partial y} \Big|_{y=0} \right)^2}} 100\%, \quad (9)$$

$$\xi_2 = \frac{\sum \lambda^* \frac{\partial \theta}{\partial y} \Big|_{y=1} - \sum \lambda^* \frac{\partial \theta}{\partial y} \Big|_{y=0}}{\sum \lambda^* \frac{\partial \theta}{\partial y} \Big|_{y=0}} 100\%, \quad (10)$$

Величина ξ_1 и ξ_2 при устойчивом счете не превосходила 1%.

Результаты расчета

Условие возникновения конвекции в горизонтальном пористом слое, подогреваемом снизу, определяется критическим числом Релея $-R^* a_{kp}$. Из линейной теории (Аэров, Умник, 1951) следует, что оно равно

$$R^* a_{kp} = 4\pi^2 = 39,5. \quad (11)$$

Это условие было подтверждено экспериментально многими авторами. Структура движений, возникающая после потери устойчивости, может быть как двумерной, так и трехмерной (Власюк, Полежаев, 1975). В данной работе предполагается двумерная периодическая структура движений и поля температуры.

Стационарное решение за порогом устойчивости зависит от длины волны начальных возмущений $2L_1/H$. Для случая естественной конвекции в работе М.П. Власюка, В.И. Полежаева (1975) было установлено, что длина полуволны L_1/H близка к единице и с увеличением числа Релея она уменьшается.

В данной работе изучалась смешанная конвекция в диапазоне чисел $0 \leq Re \leq 5$, в пределах которого выполняется закон Дарси. На рис. 1 представлены типичные картины линий тока и изотерм поля температур при совместном действии естественной и вынужденной конвекции. На рисунках видно, что при смешанной конвекции, так же как и при одной естественной, образуются периодические конвективные ячейки с длиной полуволны, близкой к единице.

Основной искомой величиной, имеющей наибольшее практическое

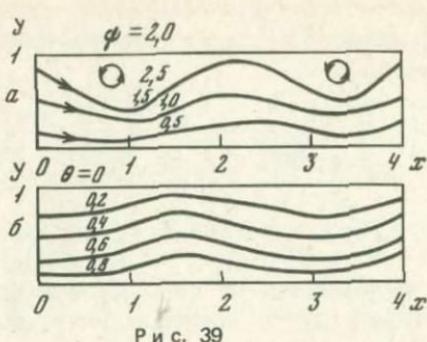


Рис. 39

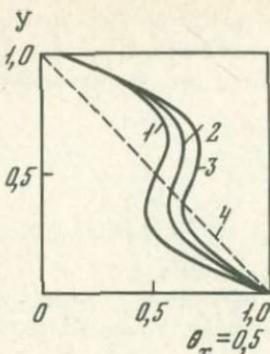


Рис. 40

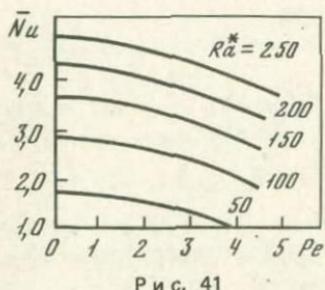


Рис. 41

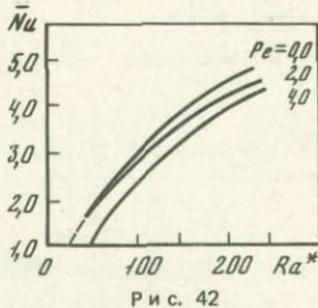


Рис. 42

Рис. 1. Линии тока (а) и изотермы (б)
 $Pe = 2,0$; $L/H = 4,0$ и $Ra^* = 50$

Рис. 2. Профиль температуры в сечении $x = 0,5$ для конвективной ячейки
 $L/H = 1$ при $Ra^* = 150$; 1 — $Pe = 0,0$; 2 — $Pe = 1,0$; 3 — $Pe = 2,0$; 4 — теплопроводность

Рис. 3. Зависимость числа Нуссельта от числа Пекле для ячеек
 $L/H = 1$

Рис. 4. Зависимость числа Нуссельта от числа Релея для ячеек
 $L/H = 1$

значение, является средняя теплопередача через слой, которая представляется в виде среднего числа Нуссельта

$$\bar{Nu} = \frac{\bar{q}H}{\lambda^*(T_2 - T_1)}, \quad (12)$$

где $\bar{q} = \frac{1}{L} \int_0^L q dx$ — средний поток тепла через слой, $q = \lambda^* \frac{dT}{dy}$ — местный поток тепла.

В таблице представлены некоторые результаты расчета средней теплопередачи через слой, выполненные на сетке 21×21 .

На рис. 2 представлено изменение температуры поперек слоя в сечении $x = 0,5$. Видно, что в ядре при малых числах Пекле ($Pe < 2$) имеется обратный градиент температур, вблизи верхней и нижней поверхностей образуются температурные пограничные слои. С увеличением числа Пекле

Зависимость средней теплопередачи через пористые слои различной протяженности L/H от числа Релея R^*a при различных режимах вынужденного течения

R^*a	L/H	Pe					
		0,0	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0
50	0,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
	1,0	1,47	1,44	1,40	1,21	1,001	0,0
	1,5	1,23	1,20	1,13	1,02	1,00	1,00
100	0,5	2,26	2,23	2,02	1,48	1,12	1,00
	1,0	2,76	2,73	2,66	2,56	2,21	1,78
	1,5	2,39	2,37	2,35	2,26	1,60	1,47
150	1,0	3,53	3,50	3,42	3,32	3,07	2,78
200	1,0	4,10	4,07	4,01	3,92	3,77	3,56
250	1,0	4,54	4,53	4,47	4,38	4,26	4,03

профили температур становятся более линейными, в итоге происходит стратификация температур и процесс теплопередачи через слой определяется чистой теплопроводностью. Зависимость среднего числа Нуссельта от числа Пекле для различных значений чисел Релея представлена на рис. 3, а на рис. 4 представлена зависимость числа Нуссельта от числа Релея.

Сопоставление с данными других авторов

В работе M. Prats (1966) исходя из решения линеаризованной задачи показано, что условия возникновения естественной конвекции в условиях вынужденного течения имеют тот же вид, что и при отсутствии внешнего потока. В работе M.A. Комбарну, E.A. Брюн (1972) экспериментально изучался этот режим конвекции при $Pe \leq 2$. Для этого диапазона чисел Пекле было обнаружено очень точное совпадение со случаем наличия только естественной конвекции. Также было подтверждено условие возникновения естественной конвекции $R^*a = 4\pi^2$ для режима смешанной конвекции.

В данной работе не проводилось специального изучения условия возникновения естественной конвекции при вынужденном течении. Однако на рис. 4 видно, что экстраполяция зависимостей числа Нуссельта от числа Релея хорошо согласуется с выводами работ (Prats, 1966; Комбарну, Брюн, 1972) для $Pe < 2$. При больших значениях числа Пекле условие возникновения конвекции изменяется ($R^*a_{kp} > 4\pi^2$). Рис. 3 обнаруживает совпадение с результатами работы M.A. Комбарну, E.A. Брюн (1972): при $Pe < 2$ величина теплопередачи мало отличается от случая естественной конвекции.

Заключение

Сопоставление результатов расчета, полученных в данной работе, с опытными данными работы M.A. Комбарну, E.A. Брюн (1972) позволяет заключить, что рассмотренная модель дает удовлетворительное описание основных характеристик тепломассопереноса в проницаемых средах в режиме смешанной конвекции.

Для полного описания режима работы подземных тепловых котлов необходимо учитывать нестационарность процессов и граничные условия IV-го рода. Однако полученные результаты позволяют в предельной мере определить качественное и количественное влияние отдельных параметров на работу подобных систем.

Л и т е р а т у р а

- Аладьев И.Т., Волков Ю.И., Передерий А.Д., Сапоров Е.В., Стрыгин Э.М., Трусов В.П., Фардзинов В.К. Термоконвективная задача для зон с повышенной трещиноватостью. — В кн.: Вопросы тепломассопереноса в энергетических установках, вып. 19. М.: Изд-во ЭНИН им. Г.М. Крикшановского, 1974.
- Аэрэв М.Э., Умник Н.Н. Явление свободной конвекции в зернистом слое. — ЖТФ, 1951, т. 21, вып. 2.
- Власюк М.П., Полежаев В.И. Естественная конвекция и перенос тепла в проницаемых пористых материалах. — Препринт ИПМ, № 77, М.: Ин-т прикладной математики, 1975.
- Комбарну М.А., Брюн Е.А. Тепловая конвекция в пористых средах. — В кн.: Тепло- и массоперенос. Минск, 1972, т. 9, ч. 2.
- Prats M. The effect of horizontal fluid flow on thermally induced convection currents in Porous media. — J. Geophys. Res., 1966, vol. 71, N 20, p. 4835—4838.

О. А. Кремнев, А. В. Шурчков, Н. Н. Аронова

Институт технической теплофизики АН УССР

ПРОЦЕССЫ ТЕПЛОПЕРЕНОСА ПРИ ДВИЖЕНИИ ЖИДКОСТИ ЧЕРЕЗ ПОДЗЕМНЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ

Изучение процессов теплопереноса при фильтрации жидкости через проницаемые слои представляет интерес в ряде случаев. Такие задачи возникают, например, при изучении условий формирования природных гидротермальных систем, при разработке метода тепловой обработки нефтяных пластов с целью повышения их нефтеотдачи и методов извлечения тепла глубинных горных пород, а также при решении еще целого ряда теоретических и технических проблем (Авдонин, 1963; Чекалюк, 1965).

Горные породы вследствие тектонических движений, уплотнения и разуплотнения содержат в себе пустоты самых различных форм и размеров. Физическую модель подземного коллектора, через который фильтруется жидкость, можно представить в виде двухкомпонентной среды, состоящей из блоков породы произвольной формы и жидкости, заполняющей пространство между блоками и движущейся в этом пространстве. Сверху и снизу коллектор окружен горным массивом, оказывающим влияние на процессы теплопереноса в пласте. При движении через проницаемый слой жидкость нагревается (охлаждается) за счет теплообмена с твердым скелетом слоя и окружающим горным массивом. Описывая тепловые процессы в этих условиях, следует учитывать структуру коллектора. Все разнообразие коллекторов может быть сведено к двум типам: грануллярным (пористым) и трещиноватым. В то время как пористый коллектор рассматривается как среда, состоящая из отдельных частиц различ-

ной величины и формы, трещинный правильнее моделировать бесконечными блоками. Тип коллектора определяет границы, в которых могут изменяться размеры частиц, удельная поверхность теплообмена, пористость (трещиноватость). Например, если пористость природных гранулярных коллекторов составляет 10–30%, то трещиноватых – 0,10–10%. Со структурными различиями коллекторов связаны различия и в способе перехода тепла из массива в пласт. Если для пористых коллекторов основной приток тепла от массива идет через жидкость, то в трещиноватых вследствие чрезвычайно малой поверхности контакта жидкости и массива – через частицы. При построении математических моделей процесса теплообмена в подземных коллекторах неизбежным является введение некоторых упрощений, в частности, рассмотрение упорядоченной структуры коллектора и введение так называемой идеальной модели. Ввиду значительных структурных различий гранулярных и трещиноватых коллекторов следует рассматривать идеальные модели двух типов. Для пористого (гранулярного) коллектора – это слой шарообразных частиц одного размера. Пористости 10–20% в природных коллекторах соответствует гексагональная укладка шаров в идеальной модели (Авдонин, 1963). При шарообразной форме частиц можно пренебречь теплообменом, теплопроводностью между отдельными частицами из-за незначительности поверхности контакта. Теплоприток от окружающего горного массива в этом случае можно учитывать только через жидкую фазу, поскольку, кроме незначительной поверхности контакта, мала и разность температур между массивом и частицами. Математическая модель теплообмена в пористом пласте была рассмотрена в работах Н.Н. Ароновой, Ю.П. Морозова (1976) и О.А. Кремнева и др., (1976).

Идеальная модель трещиноватого коллектора представляет собой систему плоскопараллельных пластин горной породы одинаковой толщины и протяженности. Жидкость движется в щелях между пластинами, толщина пластин может быть различной, раскрытие щелей в условиях глубинных слоев находится в пределах от нескольких микрон до нескольких миллиметров. Пространственная ориентация щелей может быть в общем случае различной, однако в природных условиях преобладающее распространение имеют вертикальные трещины. Чрезвычайно малая ширина щелей-трещин позволяет принимать условие мгновенного выравнивания температуры жидкости по толщине щели и пренебречь теплопритоком от массива через жидкую фазу. Математическая модель нестационарного теплопереноса при движении жидкости в трещиноватых кол-

Таблица 1

Значения функций $P(u)$, $R(u)$, $P^*(u)$, $R^*(u)$

$P(u)$	$R(u)$	$P^*(u)$	$R^*(u)$
$\frac{[(C-1)^2 + D^2]}{Bi_1} + (c-1)$	D	$\frac{Bi_2[U(U+2Bi_2]}{\sqrt{K_2/K_1}} u$	$2Bi_2^2\sqrt{K_2/K_1} \cdot u$
$\frac{[(c-1)^2 Bi_1 + 1]^2 (D/Bi_1)^2}{(D/Bi_1)^2}$	$\frac{[(c-1)/Bi_1 + 1]^2 + (D/Bi_1)^2}{(D/Bi_1)^2}$	$(u + 2Bi_2\sqrt{K_2/K_1})^2 + U^2$	

лекторах описывается системой дифференциальных уравнений и краевых условий (1) (условные обозначения см. в конце статьи):

$$\frac{\partial T_{jk}}{\partial H_0} + \frac{\partial T_{jk}}{\partial \chi} = K_3^*(T_4|_{\rho=1} - T_{jk}),$$

$$\frac{\partial T_4}{\partial H_0} = K_1 \left(\frac{\partial^2 T_4}{\partial \rho^2} + \frac{\partial^2 T_H}{\partial \zeta^2} \right),$$

$$\frac{\partial T_M}{\partial H_0} = K_2 \left(\frac{\partial^2 T_H}{\partial \rho^2} + \frac{\partial^2 T_M}{\partial \zeta^2} \right),$$

$$\frac{\partial T_4}{\partial \rho} \Big|_{\rho=1} = -Bi_1(T_4|_{\rho=1} - T_{jk}), \quad \frac{\partial T_4}{\partial \zeta} \Big|_{\zeta=0} = 0, \quad (1)$$

$$T_4 \Big|_{\zeta=\zeta_0} = T_M \Big|_{\zeta=\zeta_0}, \quad \frac{\partial T_4}{\partial \zeta} \Big|_{\zeta=\zeta_0} = \lambda \frac{\partial T_M}{\partial \zeta} \Big|_{\zeta=\zeta_0},$$

$$\frac{\partial T_M}{\partial \zeta} \Big|_{\zeta \rightarrow \infty} = \frac{\partial T_M}{\partial \rho} \Big|_{\rho \rightarrow \infty} \rightarrow 0, \quad T_{jk} = T_4 = T_M = 0 \text{ при } H_0 < \chi,$$

$$T_{jk} \Big|_{\chi=0} = 1.$$

Аналитическое решение для температурных полей при движении жидкости через пористый коллектор (теплоприток от массива через жидкую фазу) имеет следующий вид.

1. Жидкость:

$$T_{jk}^* = \frac{\theta_{jk} - \theta_{jhn}}{\theta_{chn} - \theta_{jhn}} = \frac{1}{2} - \frac{2}{\pi} \int_0^\infty \exp[(P(u)K_3^*x - R(u)K_3'x)] x \\ x \sin[K_1(H_0 - x) \frac{u^2}{2} - P^*(u)K_3^*x - R^*(u)K_3^1x] \frac{du}{u}, \quad (2)$$

2. Частицы скелета коллектора:

$$T_4^* = \frac{\theta_4 - \theta_{chn}}{\theta_{chn} - \theta_{jhn}} = T_{jk} + T_{jk}^* \sum_{n=1}^\infty A_n \Phi_n(\rho) [1 - \exp \mu_n^2 K_1 (H_0 - x)], \quad (3)$$

где A_n, Φ_n даны в табл. 2.

3. Окружающий горный массив:

$$T_M^* = T_{jk}^* + T_{jk} \operatorname{erf} \frac{\zeta - 1}{2\sqrt{K_2 T}}. \quad (4)$$

Значения функций $P(u), R(u), P^*(u), R^*(u)$ приведены в табл. 1.

Решение для трещиноватого коллектора (приток тепла от массива через твердую фазу) получено для частного случая постоянной температу-

ры массива на границе с жидкостью и имеет вид

$$T_4^* = \int_{\sigma-i\infty}^{\sigma+i\infty} e^{pH_0} \sum_{p=1}^{\infty} \left[\frac{P_1 \sin p_1}{P_1^2 + P/\bar{K}_1} + \left(T_M - \frac{P_1 \sin p_1}{P_1^2 + P/\bar{K}_1} \right) \frac{\operatorname{ch} \sqrt{P_1^2 + P/\bar{K}_1}}{\operatorname{ch} \sqrt{P_1^2 + P/\bar{K}_1}} \right] \frac{\zeta}{\zeta_0} \frac{P_1^2 + Bi_1^2}{P_1^2 + Bi_1^2 + Bi_1} x \\ \times \cos p \right] dP, \quad (5)$$

где T_M — безразмерная постоянная температура массива на границе с жидкостью.

$$T_{jk}^* = \frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \int_0^\infty \exp \left(- \left\{ 1 - \sum_{p_1} \cos p_1 \left[\frac{\sin p_1}{p_1} (M(1-C) + ND) + T_M C \right] K_3 \right. \right. \\ \times \sin \left(k_1 (H_0 - x) v + \sum_{p_1} \cos p_1 \left[\frac{\sin p_1}{p_1} (N(1-C) - MD) + T_M D \right] \right) \left. \left. K_3 x \right] \frac{dv}{v}, \quad (6) \right.$$

где $M = \frac{p_1^4}{p_1^4 + v^2}$, $N = \frac{p_1^2 v}{p_1^4 + v^2}$, p_1 — корни уравнения $p_1 \operatorname{tg} p_1 = Bi_1$;

$$C = \frac{\operatorname{ch} a(\zeta - \zeta_0) \cos b(\zeta - \zeta_0) + \operatorname{ch} a(\zeta + \zeta_0) \cos b(\zeta - \zeta_0)}{\operatorname{ch} 2a\zeta_0 + \cos 2b\zeta_0};$$

$$D = \frac{\operatorname{sh} a(\zeta - \zeta_0) \sin b(\zeta + \zeta_0) + \operatorname{sh} a(\zeta + \zeta_0) \sin b(\zeta - \zeta_0)}{\operatorname{ch} 2a\zeta_0 + \cos 2b\zeta_0};$$

$$a = \frac{\sqrt{\sqrt{1 + (v/p_1)^2} + 1}}{2} \sqrt{p_1^4 + v^2}; \quad b = \frac{\sqrt{\sqrt{1 + (v/p_1)^2} - 1}}{2} \sqrt{p_1^4 + v^2}.$$

В целом ряде случаев теплоприток от массива не оказывает большого влияния на поле температур в коллекторе. Это условие реализуется, например, при значительной мощности коллектора. В таких случаях можно рассматривать теплоизолированный пласт. При этом математическая модель теплообмена записывается одинаково и для гранулярного и трещиноватого коллектора, так как основное различие в точных формулировках заключалось в способе перехода тепла из массива в пласт.

В зависимости от размеров блоков, составляющих коллектор, и их теплофизических свойств в рамках идеальной модели можно рассмотреть несколько упрощенных моделей теплообмена. Возможны три схемы.

1. В общем случае внутри частиц создаются значительные температурные градиенты, а на поверхности частицы происходит теплообмен с жидкостью при некотором конечном значении коэффициента теплообмена a (схема 1).

$$\frac{\partial T_{jk}}{\partial H_0} + \frac{\partial T_{jk}}{\partial \chi} = k_3^* (T_4|_{\rho=1} - T_{jk}),$$

$$\frac{\partial T_4}{\partial H_0} = k_1 \left(\frac{\partial^2 T_4}{\partial \rho^2} + \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial T_4}{\partial \rho} \right), \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T_4}{\partial \rho} \Big|_{\rho=1} &= Bi_2 (T_4|_{\rho=1} - T_{jk}), \quad \frac{\partial T_4}{\partial \rho} \Big|_{\rho=1} = 0, \quad T_{jk}|_{\chi=1} = 1, \quad T_4 = T_{jk} \\ &= 0 \text{ при } H_0 < \chi. \end{aligned}$$

2. При низкой теплопроводности частиц или очень больших их размерах внутреннее термическое сопротивление частиц значительно превосходит термическое сопротивление при переходе тепла от частиц к жидкости $\alpha \rightarrow \infty$ (схема 2).

$$\begin{aligned} \frac{\partial T_{jk}}{\partial H_0} + \frac{\partial T_{jk}}{\partial \chi} &= k_3'' \frac{\partial T_4}{\partial \rho} \Big|_{\rho=1} \\ \frac{\partial T_4}{\partial H_0} &= k_1 \left(\frac{\partial^2 T_4}{\partial \rho^2} + \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial T_4}{\partial \rho} \right), \quad T_4 \Big|_{\rho=1} = T_{jk}, \quad \frac{\partial T_4}{\partial \rho} \Big|_{\rho=1} = 0, \\ &T_{jk}|_{\chi=1} = 1, \quad T_4 = T_{jk} = 0 \text{ при } H_0 < \chi. \end{aligned} \quad (8)$$

3. Теплопроводность частиц велика или сами частицы малы, и их внутреннее тепловое сопротивление практически отсутствует $\lambda_4 \rightarrow \infty$ (схема 3).

$$\begin{aligned} \frac{\partial T_{jk}}{\partial H_0} + \frac{\partial T_{jk}}{\partial \chi} &= k_3^* (T_4|_{\rho=1} - T_{jk}), \\ \frac{\partial T_4}{\partial H_0} &= \frac{f}{1-f} \frac{C_{jk}}{C_{ch}} k_3^* (\theta_4|_{\rho=1} - T_{jk}), \quad T_{jk}|_{\chi=0} = 1, \\ &T_4 = T_{jk} = 0 \text{ при } H_0 < \chi. \end{aligned} \quad (9)$$

Сравнивая решения, полученные по схемам 1–3, можно найти границы применимости каждой из них.

Решения для температурных полей, полученные по схемам 1–3 имеют вид: $\mu = 2$ – гранулярный коллектор, $\mu = 0$ – трещиноватый коллектор.

1. Температура блоков твердого скелета:

$$T_4^* = \frac{\theta_4 - \theta_{jh}}{\theta_{ch} - \theta_{jh}} = \begin{cases} T_{jk}^* + T'_{jk} \sum_{n=1}^{\infty} A_n \Phi_n(\rho), & \text{для схем 1, 2} \\ T_{jk}^* + T_{jk}^1 \frac{1 - e^{-b(H_0-\chi)}}{b}. & \text{для схемы 3} \end{cases} \quad (10, 11)$$

2. Температура фильтрующейся жидкости:

$$T_{jk}^* = \frac{\theta_{jk} - \theta_{jh}}{\theta_{ch} - \theta_{jh}} = 1 - e^{-(l+y)} I_0(2\sqrt{ly}) - \int_0^y e^{-(l+\theta)} I_0(2\sqrt{l\theta}) d\theta, \quad (12)$$

Значения функций $A_n, \Phi_n(\rho), l, y$ приведены в табл. 2.

Из формулы (12), используя приближенное соотношение $I_0(x) \approx$

Таблица 2

Значения функций A_n , $\Phi_n(\rho)$, μ_n

Схема	A_n	$\Phi_n(\rho)$	μ_n	I	γ
1	$\frac{2(\sin \mu_n - \mu_n \cos \mu_n)}{\mu_n - \sin \mu_n \cos \mu_n}$	$\frac{\sin \mu_n \rho}{\rho \mu_n}$	$\operatorname{tg} \mu = \frac{\mu}{\frac{Bi_1}{Bi_1 - 1}}$	$\frac{6Bi_1}{2+Bi_1} \frac{\lambda_4/r_0}{c_{jk}\omega} M_{n_1} \chi$	$\frac{2Bi_1}{2+Bi_1} k_1 (H_0 - \chi)$
2	$2(-1)^{n+1}$	$\frac{\sin n\pi \rho}{n\pi \rho}$	$\mu_n = n\pi$	$6 \frac{\lambda_4/r_0}{c_{jk}\omega} M_{n_1} \chi$	$2k_1 (H_0 - \chi)$
3	-	-	-	$3Bi_1 \frac{\lambda_4/r_0}{c_{jk}\omega} M_{n_1} \chi$	$Bi_1 k_1 (H_0 - \chi)$
1	$\frac{2\sin \mu_n}{\mu_n + \sin \mu_n \cos \mu_n}$	$\cos \mu_n \rho$	$\operatorname{ctg} \mu = \frac{\mu}{Bi_1}$	$Bi_1 \frac{\lambda_4/r_0}{c_{jk}\omega} M_{n_1} \chi$	$Bi_1 k_1 (H_0 - \chi)$
2	$(-1)^{n+1} \frac{4}{\pi(2n-1)}$	$\cos \frac{(2n-1)\pi \rho}{2}$	$\mu_n = (2n-1) \frac{\pi}{2}$	$2 \frac{\lambda_4/r_0}{c_{jk}\omega} M_{n_1} \chi$	$2k_1 (H_0 - \chi)$
3	-	-	-	$3Bi_1 \frac{\lambda_4/r_0}{c_{jk}\omega} M_{n_1} \chi$	$Bi_1 k_1 (H_0 - \chi)$

$\approx \frac{e^x}{2\sqrt{\pi x}}$, можно получить более простую приближенную формулу для определения температуры жидкости:

$$T_{jk}^* = \frac{\theta_{jk} - \theta_{jkh}}{\theta_{ch} - \theta_{jh}} = 1 - \frac{1}{2} \sqrt{\frac{y}{I}} \left\{ \operatorname{erf}(\sqrt{y} - \sqrt{I}) + \operatorname{erf} \sqrt{I} \right\}. \quad (13)$$

Для оценки точности приближенной формулы проведено сравнение решения (13) с точным решением. Результаты сравнения представлены на рис. 1. Оказалось, что приближенное решение дает результаты с допустимой для инженерных расчетов точностью (погрешность 1–10%).

Решение для теплоизолированного коллектора можно получить также из общего решения (2), положив $k'_3 = 0$:

$$T_{jk}^* = \frac{1}{2} - \frac{2}{\pi} \int_0^\infty \exp(-P(u) k_3 \chi) \sin \left[k_1 (H_0 - \chi) \frac{u^2}{2} - R(u) k_3 \chi \right] \frac{du}{u}. \quad (14)$$

Сравнение решений по схемам 1–3 приводится в табл. 3.

Таблица 3

Результаты расчетов по схемам 1–3

Схема	$\mu = 2$	
	$P(u)$	$R(u)$
1	$\frac{(C-1)^2 Bi_1 + C-1}{[(C-1)/Bi_1 + 1]^2 + (D/Bi_1)^2}$	$\frac{D}{[(C-1)/Bi_1 + 1]^2 + (D/Bi_1)^2}$
2	$C - 1$	D
3	$\frac{u^4 Bi_1}{u^4 + 4(3Bi_1)^2}$	$\frac{2Bi_1 u^2}{u^4 + 4(3Bi_1)^2}$

Таблица 3 (окончание)

Схема	$\mu = 0$	
	$P(u)$	$R(u)$
1	$\frac{(A^2 + B^2)/Bi_1 + A}{(A/Bi_1 + 1)^2 + (B/Bi_1)^2}$	$\frac{B}{(A/Bi_1 + 1)^2 + (B/Bi_1)^2}$
2	A	B
3	$\frac{u^4 Bi_1}{u^4 + 4(3Bi_1)^2}$	$\frac{2Bi_1 u^2}{u^4 + 4(3Bi_1)^2}$

Таблица 4

Значения чисел Bi для приближенных решений

γ_1	$< 3,0$	$> 4,0$	Схема
Bi_{min}	0,5	1,0	2
Bi_{max}	8	4	3

Из трех рассмотренных выше схем теплообмена без учета теплопритока от массива наиболее общим решением является схема 1. На рис. 2 приведены результаты расчетов по всем трем схемам. Из условия различия приближенных и точного решений не более 7% найдены границы применимости решений по схемам 2 и 3. В табл. 4 приведены значения чисел Bi_1 , при которых можно применять приближенные решения.

При значениях $Bi < Bi_{min}$ можно считать по схеме с учетом только

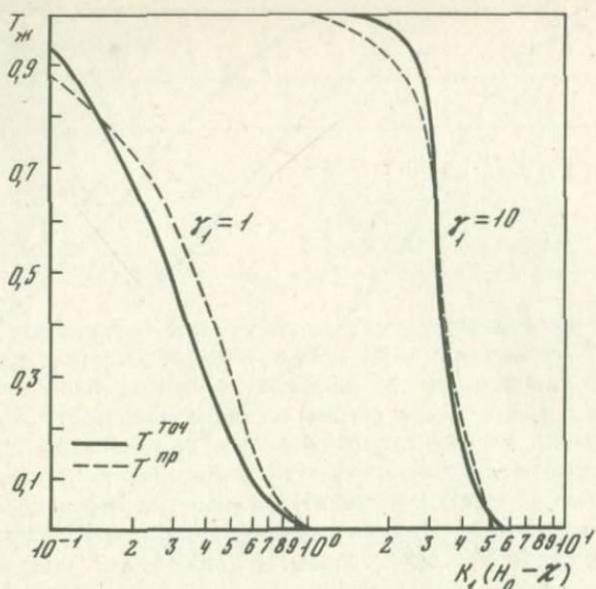


Рис. 1. Сравнение приближенного и точного решений

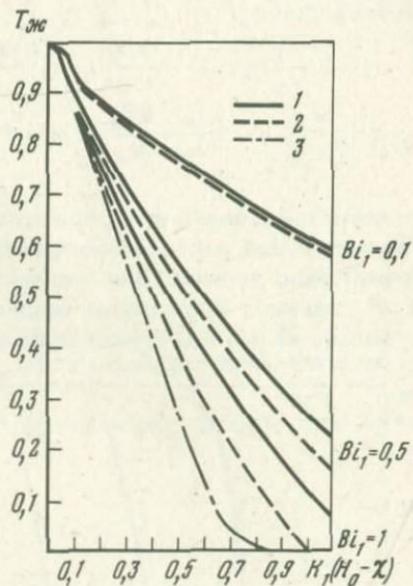


Рис. 2. Сравнение решений по схемам 1-3

внешнего термического сопротивления, при $Bi_1 > Bi_{\max}$ — по схеме с учетом только внутреннего термического сопротивления блоков породы, при $Bi_{\min} < Bi_1 < Bi_{\max}$ — по точной схеме.

Условия, при которых в расчетах температуры жидкости можно не учитывать теплоприток от окружающего горного массива, можно определить путем сравнения точного решения (Аронова, Морозов, 1976) и решения (14) (рис. 3).

Сравнивая решения с учетом и без учета теплопритока от массива мож-

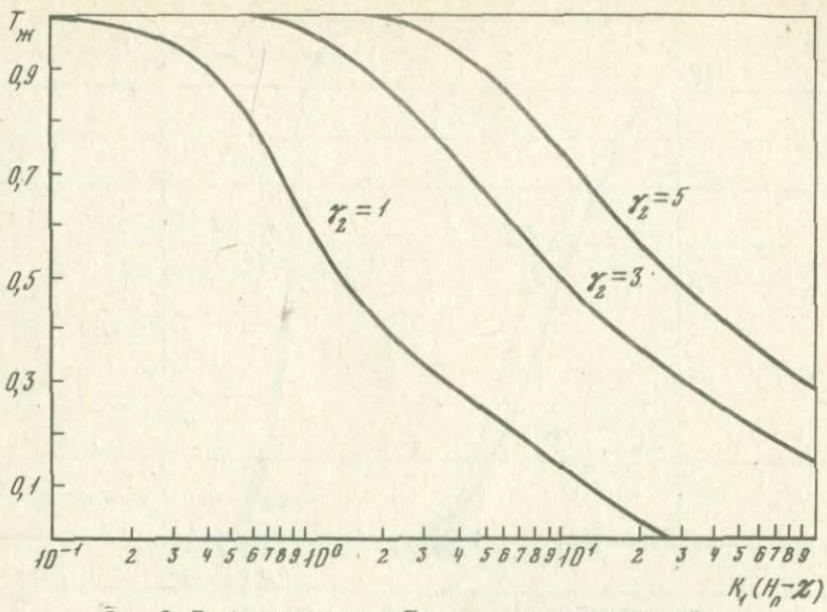


Рис. 3. График изменения $T_{\text{ж}}$ для различных значений γ_2 ; $\gamma_1 = 10$

$$B_1 = \sqrt{\frac{A_1}{A_2}} \gamma_2; A_1 = \frac{a_4 t_k}{r_0^2}; A_2 = \frac{a_4 t_k}{h^2}; \gamma_1 = \frac{\lambda_4 F_1 t_k}{r_0 f C_{\text{ж}}} X; \gamma_2 = \frac{\lambda_M F_2 t_k}{h f C_{\text{ж}}} X;$$

$$X = \frac{x}{R_k}; \quad T_{\text{ж}} = \frac{\theta_{\text{ж}} - \theta_{\text{жи}}}{\theta_{4\text{и}} - \theta_{\text{жи}}}; \quad \gamma_1 = 1$$

но найти такое значение γ_2 , при котором разность между решениями будет незначительной, т.е. влияние теплопритока от массива становится пренебрежительно малым. Для коллектора заданной структуры увеличение F_2/F_1 означает уменьшение мощности пласта. Зная, для каких значений γ_2 можно не учитывать теплоприток от массива, определим граничное значение мощности пласта, при котором вклад массива в теплообмен можно не учитывать.

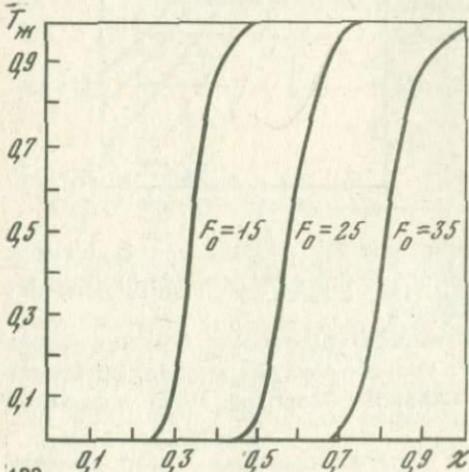


Рис. 4. График распределения температуры теплоносителя по длине коллектора

Искомые пределы меняются для коллекторов различной структуры и с различными теплофизическими свойствами, т.е. для каждого γ_1 есть такое ϵ , что для $\gamma_2 \leq \epsilon$ можно учитывать теплоприток от окружающего горного массива.

Таблица 5

Значения ϵ и n

γ_1	ϵ	$F_2/F_1 \geq$	$n \geq$
10	0,1	0,01	$100/F_1$
100	0,2	0,002	$500/F_1$
1000	0,3	0,0003	$3300/F_1$
10000	0,5	0,00005	$20000/F_1$

Найдены значения ϵ , а через них и n , которые приведены в табл. 5.

Температура жидкости, движущейся через проницаемый коллектор, является функцией координат, времени, свойств коллектора и ряда режимных параметров. Для решения многих практических задач представляет интерес качественный анализ и количественная оценка изменения температуры жидкости по длине пути фильтрации и динамика изменения температурных полей во времени. На рис. 4 приведены графики изменения температуры жидкости по длине пути фильтрации. Качественная картина наблюдается следующая: от места внедрения холодной (горячей) жидкости ($\xi = 0$) по коллектору в направлении движения распространяется фронт температурных возмущений, в пределах которого безразмерная температура жидкости изменяется от $T_{jk} = 0$ до $T_{jk} = 1$. Для случая теплоизолированного коллектора координаты фронта температурных возмущений четко фиксируются:

$$\chi_H = \frac{(\sqrt{\bar{k}_1(\bar{k}_1 + \bar{y}k_3)}t - 9)^2}{\bar{y}k_3 + \bar{k}_1}, \quad (15)$$

$$\chi_K = \frac{(\sqrt{\bar{k}_1(\bar{k}_1 + \bar{y}k_3)}t - 9^3 + 3\sqrt{\bar{y}k_3})^2}{\bar{y}k_3 + \bar{k}_1}, \quad (16)$$

На интервале $(0, \chi_H)$ температура равна начальной температуре внедряющейся жидкости, на интервале $(\chi_K, 1)$ температура равна начальной температуре горных пород.

Из (15) и (16) легко определить протяженность фронта температурных возмущений:

$$\Delta\chi = \frac{12\sqrt{\bar{y}k_3}(\bar{k}_1 + \bar{y}k_3)t - 9^3}{\bar{y}k_3 + \bar{k}_1}. \quad (17)$$

Временной ход температуры в фиксированной точке коллектора представлен на рис. 4. График функции $T_{jk}(H_0)$ можно разделить на два интервала: первый — интервал постоянства температуры, на котором $T_{jk} = 1$; второй — интервал изменения температуры, где $0 < T_{jk} < 1$. Время достижения фронтом температурных возмущений заданной координаты определяется свойствами коллектора и жидкости и скоростью движения жидкости.

Для теплоизолированного коллектора момент времени начала снижения температуры в заданной точке определяется следующей формулой:

$$\tau_h = \frac{\bar{\gamma} \gamma_1}{\bar{k}_1} \left(1 - \frac{3}{\sqrt{\bar{\gamma} \gamma_1}}\right)^2 + \chi . \quad (18)$$

Результаты расчетного анализа показывают, что учет теплопритока от горного массива в значительной степени влияет на динамику снижения температуры во втором периоде (рис. 3; $\gamma_2 > 0$), а значение F_0^x изменяется незначительно и может определяться по формуле (18) $F_0^* = \frac{a_4 T_h}{r_0^2}$.

Условные обозначения

t — время;

x, y, z — текущие координаты;

ω — скорость фильтрации жидкости;

$C_{ж}$ — теплоемкость жидкости;

$\lambda_4, C_4, a_4, \lambda_m, c_m, a_m$ — коэффициент теплопроводности, теплоемкость, коэффициент температуропроводности соответственно частиц и массива;

a_1, a_2 — коэффициент теплообмена соответственно между жидкостью и частицей, между жидкостью и массивом;

$\theta_{ж}, \theta_{пл}, \theta_m$ — соответственно температура жидкости, скелета пласта, окружающего горного массива;

R_k — длина коллектора;

t_k — время, за которое жидкость пройдет весь коллектор (время однократной прокачки);

r_0 — половина толщины частицы;

$2h$ — мощность пласта;

F_1, F_2 — поверхности контакта скелета пласта и жидкости в единице объема, массива и жидкости в единице объема;

μ — характеристика формы частиц;

Φ_n — функция, учитывающая изменение температуры частиц по радиусу;

f — пористость;

$$t = \frac{t}{t_k}; \quad \chi = \frac{x}{r_0}; \quad \rho = \frac{r}{r_0}; \quad \zeta = \frac{z}{r_0}; \quad H_0 = \frac{\omega t}{r_0}; \quad \lambda = \frac{\lambda_m}{\lambda_4};$$

$$T_{ж} = \frac{\theta_{ж} - \theta_{чн}}{\theta_{жн} - \theta_{чн}}; \quad T_4 = \frac{\theta_4 - \theta_{чн}}{\theta_{жн} - \theta_{чн}}; \quad T_m = \frac{\theta_m - \theta_{чн}}{\theta_{жн} - \theta_{чн}}; \quad T_i^* = 1 - T_i;$$

$$k_3^* = S t_1 M_{n_1}; \quad k'_3 = S t_2 M_{n_2}; \quad k''_3 = M_{n_1} \frac{\lambda_4 / r_0}{c_{ж} \omega};$$

$$k_1 = \frac{a_4}{r_0 \omega}; \quad k_2 = \frac{a_m}{r_0 \omega}; \quad \gamma_1 = k_3^* \chi; \quad \gamma_2 = k'_3 \chi;$$

$$M_{n_i} = \frac{Fir_0}{f}; St_i = \frac{\alpha_i}{c_{жк}\omega}, \text{ где } i = 1, 2;$$

$$Bi_1 = \frac{\alpha_1 r_0}{\lambda_4}; Bi_2 = \frac{\alpha_2 r_0}{\lambda_M};$$

$\theta_{чн}$, $\theta_{жк}$ — начальные температуры жидкости и частиц.

Л и т е р а т у р а

- Аедонин Н.А. Об одной двуслойной термоконвективной задаче. — Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 4, с. 39—46.
- Аронова Н.Н., Морозов Ю.П. Математические модели процесса теплообмена при движении жидкости в подземных коллекторах. — В кн.: Некоторые вопросы гидродинамики и теплообмена. Новосибирск: Изд-во ИТФ СО АН СССР, 1976, с. 128—134.
- Кремнев О.А., Шурчков А.В., Аронова Н.Н., Козлов Е.М. Нестационарный теплообмен при движении жидкости через подземные проницаемые слои. — В кн.: Тепломассообмен — V, т. 5. Материалы 5-й Всес. конф. по тепломассообмену. Минск: Изд-во ИТМО АН БССР, 1976, с. 177—186.
- Лыков А.В. Тепломассообмен. М.: Энергия, 1972. 560 с.
- Чекалюк Э.Б. Термодинамика нефтяного пласта. М.: Недра, 1965. 238 с.

Ю. Д. Дядькин

Ленинградский горный институт им. Г. В. Плеханова

ПРОБЛЕМЫ ИЗВЛЕЧЕНИЯ ТЕПЛОВОЙ ЭНЕРГИИ ГОРЯЧИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Ускоренный рост потребностей в энергии, усиливающийся дефицит топлива и удорожание его добычи, возрастающее экологическое и экономическое значение борьбы с вредными выбросами топливной энергетики — все эти неизбежные следствия современной научно-технической революции требуют резкого ускорения работ по выявлению и освоению новых источников "чистой" энергии. К числу таких источников относят практически неисчерпаемые геотермальные ресурсы — тепловую энергию недр Земли.

Реальной базой современной геотермальной энергетики являются месторождения природного пара и термальных вод, т.е. гидрогеотермальные ресурсы. За последние 10 лет в их использовании достигнуты значительные успехи (Аладьев, 1975; Kruger, Otte, 1973; Маврицкий и др., 1975). Однако локальное распространение, ограниченные запасы и низкая энергия большей части природных флюидов позволяют считать, что даже полное освоение этих ресурсов не избавит мир от угрозы энергетического кризиса и проблем борьбы с вредными выбросами от сжигания топлива. Надежды на крупные масштабы развития геотермальной энергетики будущего как в СССР, так и во многих других странах связывают с созданием сис-

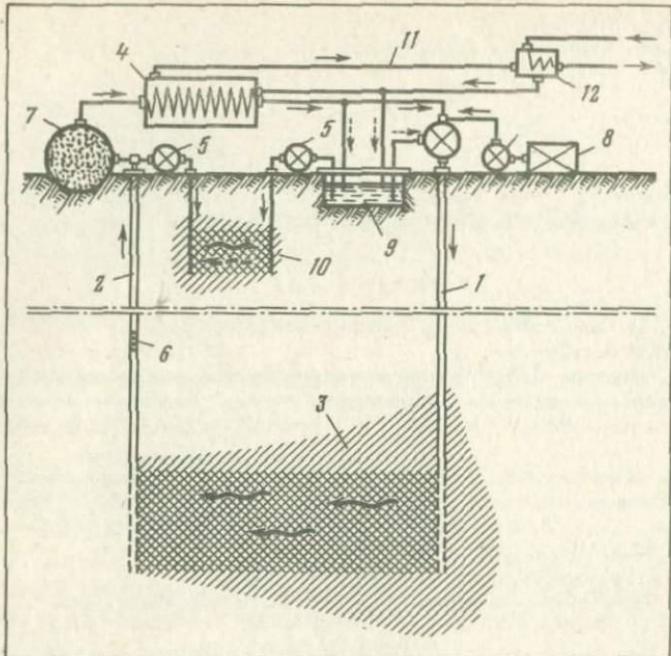


Рис. 1. Принципиальная схема циркуляционной системы извлечения тепла пород
Объяснения см. в тексте (здесь и далее)

тем извлечения тепла "сухих" горячих пород, т.е. с освоением повсеместно распространенных петротермальных ресурсов (Аладьев, 1975; Дядькин, 1975; Щербань и др., 1974).

Принципиальная идея искусственной геотермальной системы еще в 1920 г. была высказана академиком В.А. Обручевым (Обручев, в 1920 г.), но лишь в последние годы появились первые технические проекты таких систем и началось их осуществление. Циркуляционная система извлечения тепловой энергии пород (рис. 1) включает нагнетательные (1) и эксплуатационные (2) скважины, между которыми осуществляется принудительная фильтрация воды через зону разрушения высокотемпературного массива (3). Фильтрационный поток нагревается в теплообмене с породами, выводится на поверхность, отдает энергию рабочему теплоносителю в теплообменнике (4) и возвращается в подземный котел насосными установками (5). При необходимости система дополняется погружными насосами (6), комплексами очистки (7) и водоподготовки (8), водохранилищем (9) и подземным теплоаккумулятором (10), а в теплотрассу (11) может быть включен термотрансформатор (12).

Создание циркуляционных систем связано с решением целого ряда сложных проблем, многие из которых изучены еще совершенно не достаточно. К числу важнейших можно отнести вопросы разрушения больших объемов породного массива из глубоких скважин и механики трещиноватых зон, разработку надежных методов расчета и регулирования гидродинамических, теплообменных, термодинамических и гидрохимических

процессов в подземных котлах, создание методов оптимизации параметров систем и определения их экономических показателей, оценку запасов эффективно извлекаемой энергии недр и обоснование масштабов развития геотермальной энергетики будущего.

Изложенные ниже результаты исследований этих вопросов получены под руководством автора Коллективом Проблемной лаборатории горной теплофизики Ленинградского горного института.

Разумеется, в благоприятных природных условиях подземные котлы могут быть созданы в зонах естественной трещиноватости и в проницаемых пластах. Но в общем случае нужно ориентироваться на создание зон искусственной проницаемости объемом до нескольких сотен млн. м³. При современном уровне техники для разрушения массива между циркуляционными скважинами могут быть использованы подземные ядерные взрывы, многократное взрывание жидких взрывчатых веществ, гидроразрывы, термоудар от скважин в трещинах горючих смесей, электрофизические воздействия и др. Наиболее реальными способами разрушения больших объемов массива являются групповые подземные взрывы, гидроразрывы и их комбинации.

Совершенно очевидно, что условия извлечения тепловой энергии из пород будут зависеть прежде всего от густоты и раскрытия трещин в зоне разрушения, определяющих ее проницаемость для фильтрационного потока.

С учетом опубликованных ранее экспериментальных зависимостей для определения радиусов полости, зон дробления и трещинообразования одиночного камуфлетного взрыва (10), а также распределения плотности энергии ударной волны $U(R)$ и расстояния между трещинами $2r(R)$ в пределах этих зон для изотропного массива (Физические процессы . . . , 1975; Аладьев, 1975) в последнее время разработана методика расчета трещинной проницаемости массива в области взаимодействия разрушающих эффектов ряда последовательно осуществляемых подземных взрывов. В пределах радиуса R' , где длина ударной волны не превышает расстояния между соседними трещинами $2r(R)$ от предшествующего взрыва, значение проницаемости определяется выражением

$$K(R') = \frac{\delta^3}{1.6 R} \exp \left[\frac{\eta U(R')}{\delta_p + \frac{\nu}{1-\nu} \rho H} \right], \text{ м}^2 \quad (1)$$

а при работе ударной волны в ранее разрушенной зоне

$$K(R') = \frac{\delta^3}{8r(R)} 2^{0.5n(R')}, \text{ м}^2, \quad (2)$$

где

$$n(R') = \frac{2.9 \eta U(R')}{\delta_p + \frac{\nu}{1-\nu} \rho H}; \quad (3)$$

$\eta \approx 0.03$ – доля энергии взрыва, расходуемая на образование новых по-

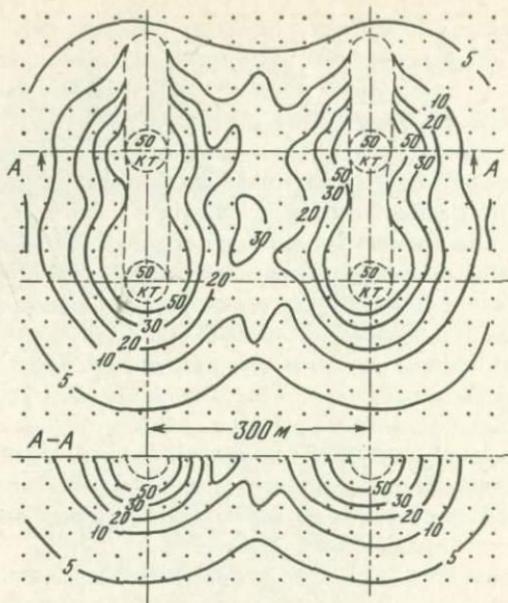


Рис. 2. Распределение трещинной проницаемости (мдарси) в зоне подземных ядерных взрывов

верхностей при разрушении пород; ν — коэффициент Пуассона; δ — раскрытие трещин, м; σ_p — динамический предел прочности пород при растяжении, т/м²; ρ — объемный вес пород, т/м³; H — глубина от земной поверхности, м.

Рис. 2 иллюстрирует результаты использования этой методики, полученные на ЭВМ Мир-2 для случая последовательного осуществления в двух скважинах на расстоянии 300 м сдвоенных взрывов по 50 квт. каждый в песчано-сланцевой толще на глубине 2,2 км. Эти данные свидетельствуют о крайне неравномерном распределении проницаемости в объеме подземного котла, что существенно затрудняет дальнейшие фильтрационные и тепловые расчеты.

Весьма важным является вопрос об условиях сохранения созданных в массиве трещин при эксплуатации циркуляционных систем. Эти условия определяются взаимодействием давления жидкости в трещинах и литостатического давления, термическими деформациями охлаждающих ся пород, а также гидрогоеохимическими процессами.

Из анализа обширных материалов гидрогоеохимических исследований следует, что комплексы соленосных пород наименее благоприятны для создания подземных котлов из-за необходимости очистки теплоносителя повышенной минерализации и опасности выпадения осадков при падении давления в трещинах, скважинах и трубопроводах. Значительное количество глинистых включений в породном массиве также нежелательно, поскольку эффекты их набухания будут уменьшать раскрытие трещин. Для силикатных пород их химическое взаимодействие с водой при ожидаемых давлениях и температурах, по-видимому, не окажет заметного

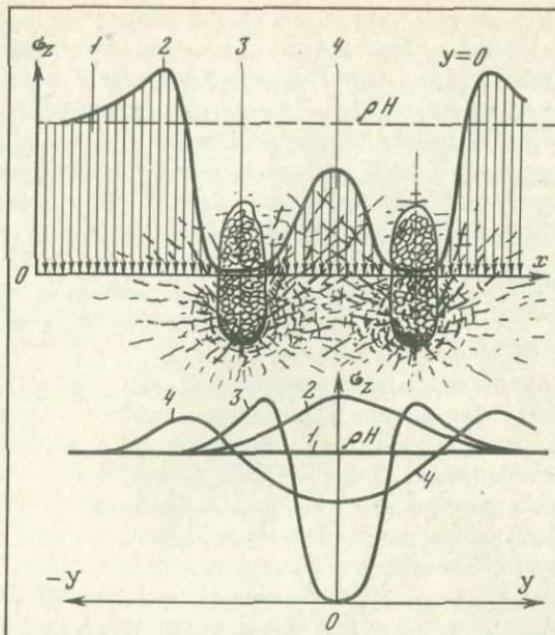


Рис. 3. Схема распределения геостатического давления в зоне разрушения породного массива подземными взрывами

влияния на сохранение трещин, хотя в случае замкнутой циркуляции может потребовать периодической очистки теплоносителя от кремнезема.

Известные закономерности геомеханики, подтверждаемые практикой горного дела, дают основания полагать, что перераспределение напряжений в породном массиве при создании зон трещиноватости на больших глубинах приведет к его разгрузке над разрушенными породами и формированию области опорного давления в окружающей толще (рис. 3). При определенных условиях литостатическое давление в зонах разгрузки, значительно уменьшенное в сравнении с полным весом столба пород до земной поверхности ρH , может быть уравновешено давлением фильтрующейся жидкости, что обеспечит длительное сохранение даже горизонтальных трещин.

Уменьшение объема породных блоков за счет термических деформаций при постепенном охлаждении будет способствовать сохранению и даже увеличению раскрытия трещин в подземных котлах. Элементарный расчет показывает, что при обычном для горных пород термическом коэффициенте 10^{-5} град $^{-1}$ охлаждение трехметровых блоков на 50°C приведет к увеличению раскрытия трещин от начального значения 0,2 мм до 1,5 мм, а по меньшей мере — к дополнительной разгрузке трещиноватой зоны от геостатического давления.

Количественная оценка перечисленных эффектов, как и другие аспекты геомеханики трещиноватых зон, требует дополнительных исследований. Однако представляется очевидным, что при выборе участков, способов и

схем создания подземных котлов нужно стремиться не только к минимальному количеству дорогостоящих скважин, исключению опасных сейсмических эффектов и необходимости химической очистки теплоносителя, но и к максимальной разгрузке зон фильтрации от геостатического давления для длительного сохранения трещин в раскрытом состоянии.

Гидродинамический режим подземных котлов определяет расход энергии на прокачку воды, интенсивность ее теплообмена с разрушенными породами, их общий объем в зоне активной фильтрации (т. е. в области с преобладанием конвективного переноса тепла над кондуктивным), величину утечек в окружающий слабопроницаемый массив, а также эффект "расклинивания" и сохранения трещин, опасность их кальматации, интенсивность гидрохимических процессов и т. д.

С позиций подземной гидродинамики зона разрушения пород между циркуляционными скважинами представляет собой искусственный трещинный коллектор со сложным пространственным распределением проницаемости, деформируемый под действием давления и температуры, в котором осуществляется принудительная неизотермическая фильтрация сжимаемой жидкости в условиях трехмерного потока, осложненная влиянием свободной конвекции. В зависимости от способа разрушения породного массива и схемы расположения скважин по отношению к зоне фильтрации гидравлические источники и стоки могут быть точечными, линейными или плоскими. При напорной подаче холодной воды в подземный котел вывод на поверхность теплоносителя может осуществляться фонтанным способом или с применением погружных насосов в эксплуатационных скважинах. Окружающий зону разрушения породный массив может быть как проницаемым, так и практически непроницаемым (утечки теплоносителя пренебрежимо малы).

На рис. 4 показан характер изменения скорости фильтрации U_f в направлении потока (а) и в поперечном сечении (б) в разные моменты времени t , обусловленный конкуренцией рассмотренных ранее факторов, применительно к условиям выбранного для примеров типа подземного котла (см. рис. 2 и 3). Характер поля скоростей в направлении x объяс-

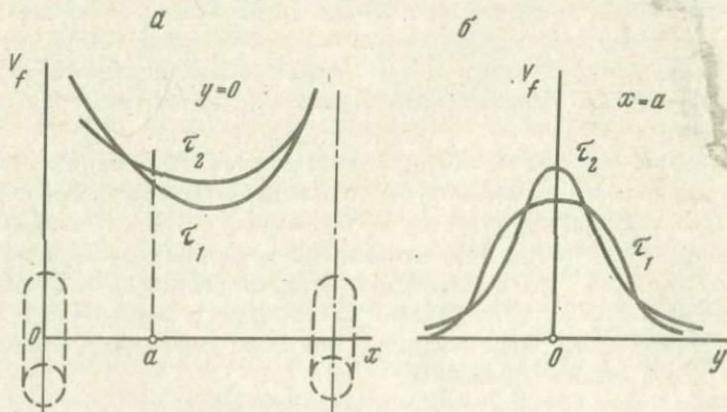


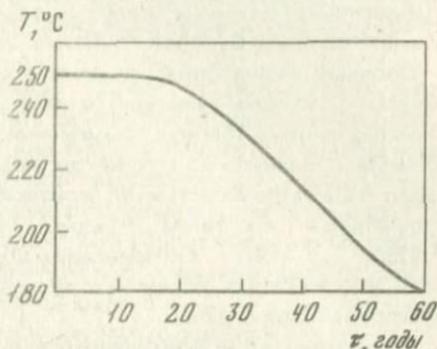
Рис. 4. Характер изменения скоростей фильтрации теплоносителя в подземном кotle

няется отмеченным выше распределением проницаемости, а в поперечном направлении — еще и уменьшением градиентов давления. Динамика распределения скоростей фильтрации во времени показана, исходя из преобладающего эффекта термических деформаций пород, по отношению к противоположному влиянию изменения вязкости жидкости.

Известные решения фильтрационной задачи для рассматриваемого случая являются слишком приближенными (Дядькин, 1974; Физические процессы . . . , 1975; Щербань и др., 1974). Они неточно описывают слож-

Рис. 5. Зависимость температуры теплоносителя на выходе из подземного котла от времени его эксплуатации

Дебит 200 м³/ч, радиус зоны повышенной проницаемости 300 м, мощность зоны 700 м, расстояние между скважинами 525 м, максимальное расстояние между трещинами 25 м



ное начальное распределение гидромеханических параметров и не отражают его существенных изменений в период эксплуатации подземного котла. По существу гидродинамические и тепловые процессы настолько взаимосвязаны, что их нужно рассматривать как единую сопряженную задачу теплопереноса при неизотермической фильтрации.

Процесс нагревания воды в трещиноватых породах происходит в условиях неравновесного термодинамического режима межфазного теплообмена (температура твердой и жидкой фаз неодинакова) при тепловом взаимодействии с окружающим массивом.

Ввиду чрезвычайной сложности решения задач фильтрации и теплообмена для столь сложных физических систем даже с помощью современных ЭВМ в качестве базовой принята упрощенная модель подземного котла со следующими допущениями:

- 1) фильтрационный и тепловые потоки являются двумерными (плоская или осесимметричная задача);
- 2) жидкость рассматривается как несжимаемая, коллектор — недеформируемый, режим фильтрации — жесткий;
- 3) фазовые переходы в зоне фильтрации отсутствуют;
- 4) окружающий зону разрушения породный массив имеет отличную от нуля проницаемость.

Сопряженная задача фильтрации и теплообмена для такой модели решена методом конечных разностей (Аладьев, 1975; Дядькин и др., 1974). При этом программа численных расчетов была построена на основе двухслойных итерационных схем для уравнения фильтрации и двухслойных продольно-поперечных схем прогонки для решения уравнения теплопереноса. Алгоритм предусматривал определение трещинной проницаемости и корректировку значений вязкости воды для каждого шага во времени.

Результаты реализации этого решения на ЭВМ М-222 (рис. 5) подтверж-

дают сделанный ранее вывод о возможности длительного нагревания фильтрационного потока до уровня, близкого к естественной температуре пород, при размерах породных блоков между трещинами до 20–30 м (Дядькин и др., 1974; Физические процессы . . . , 1975). Поэтому при выборе способов и схем создания подземных котлов нужно ориентироваться на максимальное расширение области крупнооблочного разрушения породного массива.

Циркуляционные системы извлечения тепловой энергии пород требуют сравнительно больших капиталовложений главным образом из-за высокой стоимости бурения глубоких скважин.

Сложная взаимосвязь физических процессов и конструктивных параметров с технологическими и экономическими показателями циркуляционных систем требует применения методов экономико-математического моделирования. На основе такой модели разработан алгоритм оптимизации параметров систем по критерию минимума приведенных затрат на получение 1 Гкал тепла (Аладьев, 1975; Дядькин, 1974; Second United Nations . . . , 1975). Оптимизация циркуляционных систем выполнена на ЭВМ Минск-32 для различных геотермических и экономических условий многих районов страны.

Для сравнительной экономической эффективности искусственных геотермальных систем принято отношение приведенных затрат на 1 Гкал тепла от сжигания топлива C'_T к затратам на извлечение тепловой энергии пород C'_r в данном районе при постоянной температуре теплоносителя $t_k = 100^\circ\text{C}$:

$$K_3 = \frac{C'_T}{C'_r}. \quad (4)$$

РАСЧЕТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ И ПОКАЗАТЕЛИ ИСКУССТВЕННЫХ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ ($t_k = 100^\circ\text{C}$, $Q = 50 \text{ Гкал/ч}$)

Республика, город	$H, \text{км}$	$n_{\text{скв}}$	$V_{\phi}, \text{млн. м}^3$	$T, \text{лет}$	$\Sigma K, \text{млн. руб.}$	K_3
Р С Ф С Р:						
Ставрополь	1,6	3	86	12	1,7	4,4
Краснодар	2,7	3	73	10	2,7	3,1
Грозный	3,2	4	100	14	4,6	2,2
Омск	2,7	3	73	10	2,7	2,2
Магадан	3,5	4	100	14	20,8	2,0
У к р а и н а:						
Керчь	2,2	3	81	11	2,3	3,7
Одесса	2,7	3	73	10	3,2	2,8
Ужгород	2,3	3	81	12	2,1	3,5
М о л д а в и я:						
Комрат	2,7	3	73	10	3,2	2,8
Г р у з и я:						
Кутаиси	3,2	4	100	14	5,3	2,1
А р м е н и я:						
Ереван	2,7	3	73	10	3,2	2,9
А з е р б а й д ж а н:						
Ленкорань	3,2	4	100	14	3,8	2,4
К а з а х с т а н:						
Жанакал	2,2	3	81	11	2,2	3,9
У з б е к и с т а н:						
Муйнак	2,2	3	81	11	1,9	3,4
Т у р к м е н и я:						
Чарджоу	2,7	3	73	10	2,8	3,1
Л и т в а :						
Клайпеда	2,7	3	73	10	2,8	3,2

Таблица иллюстрирует некоторые результаты этих приближенных расчетов и включает данные о глубине скважин H , их количестве $n_{скв}$, объеме подземного котла V_{ϕ} , сроке службы геотермальной системы t , капитальныхложениях на ее строительство ΣK и коэффициенте эффективности K_3 для ряда перспективных районов.

Потенциал эффективно извлекаемой тепловой энергии недр по всей площади перспективных районов оказался весьма внушительным ($1,5 \cdot 10^{20}$ ккал), однако в отличие от минерального сырья тепловую энергию пород нельзя транспортировать на большие расстояния от места ее извлечения.

По мере удаления циркуляционных систем от потребителя тепла уровень C_r' будет ускоренно возрастать за счет затрат на строительство и эксплуатацию теплотрасс. Если глубина подземного котла H_t обеспечивает получение теплоносителя с заданной температурой t_k при высокой эффективности $K_3 > 1$, то увеличение этой глубины также приведет к быстрому росту C_r' . Для каждого потребителя можно выделить месторождение тепловой энергии пород, "оконтуренное" минимальной глубиной H_t и границами экономической эффективности.

Таким образом, нельзя забыть о принципиальных различиях между повсеместным характером распространения тепловой энергии недр и вполне определенными (для современного уровня техники и экономики) границами перспективных районов их эффективного освоения, между огромным потенциалом петрогеотермальных ресурсов таких районов и ограниченными балансовыми запасами месторождений тепла пород, представляющими практическую ценность для конкретных потребителей.

Вполне допускается возможность существенных погрешностей, связанных с приближенным характером выполненной экономической оценки, она дает достаточное основание полагать, что значение искусственных геотермальных систем ближайшего будущего не будет ограничиваться какими-то локальными эффектами. Освоение петрогеотермальных ресурсов нужно рассматривать как крупный резерв дальнейшего развития энергетики СССР, а вероятно, и многих других стран мира.

Л и т е р а т у р а

- Аладьев И.Т. Использование тепла Земли для производства электроэнергии. Тезисы докл. М.: Изд-во ЭНИН, 1975.
- Дядькин Ю.Д. (ред.). Проблемы горной теплофизики. Л.: Изд-во ЛГИ, 1974.
- Дядькин Ю.Д., Парицкий Ю.М., Романов В.А. Теплообмен в глубоких скважинах и зонах фильтрации при извлечении тепла сухих горных пород. Л.: Изд-во ЛГИ, 1974.
- Маврицкий Б.Ф., Антоненко Г.К., Отман Н.С., Полуботко Л.Ф. Ресурсы термальных вод СССР. М.: Недра, 1975.
- Макаренко Ф.А. Геотермическая карта СССР. М.: Наука, 1973.
- Обручев В.А. Тепловая шахта, 1920 г. — В кн.: Путешествия в прошлое и будущее. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Физические процессы горного производства. Вып. 1, 2, 3. Л.: Изд-во ЛГИ, 1975; 1976.
- Щербань А.Н., Бабинец А.Е., Цыбульников А.С., Дядькин Ю.Д. Тепло Земли и его извлечение. Киев: Наукова думка, 1974.
- Carlson R.H. Utilizing Nuclear Explosives in the Construction of Geothermal Power Plants. — Proc. Second Blowshare Symposium, 1959.

Kruger P., Otte C. Geothermal Energy. Resources, Production, Stimulation. — Stanford University Press, 1973.

Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources. — Proc. San Francisco, Calif., 20–29 May 1975.

А. Н. Щербани, Ю. П. Добрянский, В. С. Травкин, Г. Т. Тариелашвили

Институт технической теплофизики АН УССР

НЕСТАЦИОНАРНЫЙ ТЕПЛООБМЕН В СКВАЖИНЕ ПРИ ПЕРЕМЕННЫХ ЗНАЧЕНИЯХ РАСХОДА И ТЕМПЕРАТУРЫ ЖИДКОСТИ

Неотъемлемыми элементами технологических схем использования глубинного тепла Земли являются скважины. По ним горячий теплоноситель (вода, пар) поступает на дневную поверхность или закачивается на глубинные горизонты для нагревания. Запуск геотермальных скважин после длительных остановок, резкие изменения их дебита в других случаях, например, при использовании тепла для горячего водоснабжения с большой неравномерностью нагрузки в течение суток, а также изменение температуры теплоносителя, подаваемого для закачки, приводят к нарушению установившегося теплового режима. Резкие изменения температур влияют на устойчивость конструктивных элементов скважин, работу поверхностного теплосилового и теплообменного оборудования, а наблюдаемые переходные тепловые процессы должны учитываться при исследовании скважин. Возможность точного прогнозирования теплового состояния геотермических скважин является одним из условий их успешной эксплуатации.

Вследствие нестационарного характера теплопроводности горных пород и неограниченности тепловоспринимающих свойств породного массива установление нового теплового режима скважин длится на протяжении всего времени их работы с постоянными условиями теплообмена. Температура в скважине наиболее быстро меняется в первые часы и дни после смены режима теплообмена. С течением времени процесс замедляется и через несколько месяцев становится мало заметным. Принципиальной особенностью теплового режима эксплуатируемых скважин является изменение температуры как по длине скважины, так и во времени.

Учет этих изменений представляет значительные трудности, не поддающиеся разрешению с помощью аналитических методов. Поэтому до последнего времени при определении коэффициента нестационарного теплообмена исследователи обычно принимали температуру и расход жидкости постоянными или меняющимися во времени по некоторым упрощенным зависимостям. Такие предположения оказались приемлемыми либо для сравнительно большой продолжительности работы скважин (недели, месяцы и более), либо для отдельных частных случаев, например, для бурения с регулярной сменой промывки (при постоянных расходе и температуре) и простая скважины. Для малых времен принять подобные

допущения не представляется возможным и соответствующих методов теплового расчета скважин разработано не было. Возможности проведения расчетов нестационарного теплопереноса в скважине при переменных краевых условиях появились с развитием численных методов решения уравнений математической физики и созданием устройств для их реализации, в частности мощных электронных вычислительных машин. Такой подход был применен при решении рассматриваемой задачи.

При постановке задачи принимались следующие основные предпосылки. Расход и температура жидкости, подаваемой в скважину, изменяются во времени по заданным зависимостям. Теплообмен на стенах скважины описывается граничными условиями третьего рода. Массив горных пород является однородным и изотропным. Первоначальная температура горных пород возрастает с глубиной скважины пропорционально геотермическому градиенту. Переносом тепла по массиву вдоль скважины пренебрегается в связи с незначительностью продольного градиента температур по сравнению с радиальным. С учетом перечисленных условий математическая модель теплового состояния скважины может быть представлена в следующем виде:

$$G(\tau) cd\theta + 2\pi R a (\theta - t|_{r=R}) dh = 0 \text{ при } 0 < h \leq H, 0 < \tau < \infty; \quad (1)$$

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \left(\frac{\partial^2 t}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial t}{\partial r} \right) \text{ при } R < r < \infty, 0 < \tau < \infty; \quad (2)$$

$$\theta = f(\tau) \text{ при } h = 0; \quad (3)$$

$$\frac{\partial t}{\partial r} = 0 \text{ при } r = \infty, 0 < \tau < \infty; \quad (4)$$

$$t = t_0 + \sigma h \text{ при } R < r < \infty, \tau = 0, \quad (5)$$

где $G(\tau)$ — дебит скважины, кг/с; c — теплоемкость жидкости, Дж/кг · град; θ — температура жидкости, град; R — радиус скважины, м; t — температура горных пород, град; r — расстояние от оси скважины, м; h — глубина, м; τ — время, с; a — коэффициент температуропроводности горных пород, м²/с; σ — коэффициент теплоотдачи, зависящий от расхода жидкости, Вт/м² · град; t_0 — начальная температура горных пород при $h = 0$; σ — градиент начальной температуры горных пород вдоль скважины, град/м.

Для решения задачи система уравнений (1) — (5) была представлена в конечно-разностном виде. Решение задачи (1) — (5) производилось при помощи одной из модификаций метода переменных направлений. Уравнение теплового баланса (1) аппроксимировалось явной схемой вдоль оси скважины, а для уравнения теплопроводности (2) использовалась неявная схема с весом. Алгоритм решения был принят следующий. Значение температуры жидкости, определяемое из уравнения теплового баланса на $(h + 1)$ -м шаге, подставляется в краевые условия уравнения теплопровод-

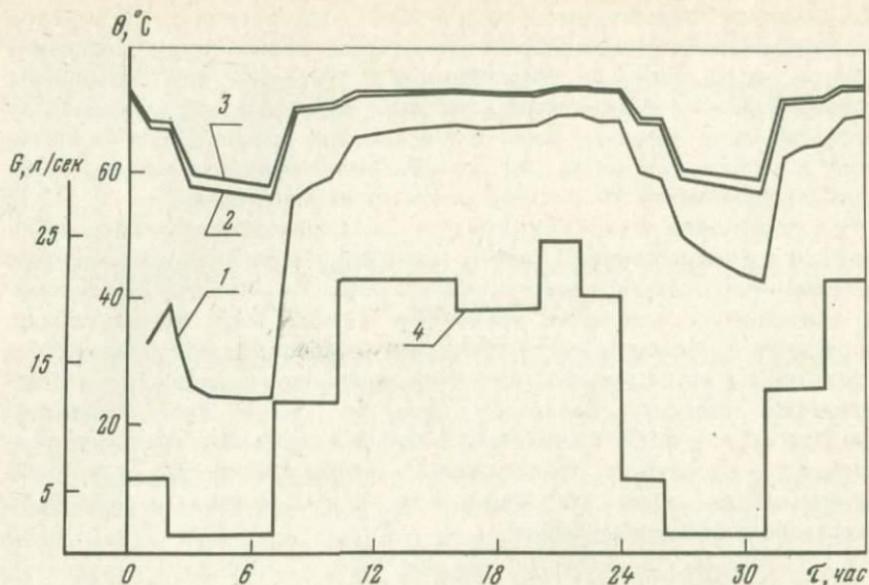


Рис. 1. Изменение во времени температуры жидкости на устье скважины при переменном дебите

1 — в первый день эксплуатации;
2 — в 16-й день; 3 — в 31-й день;
4 — расход жидкости

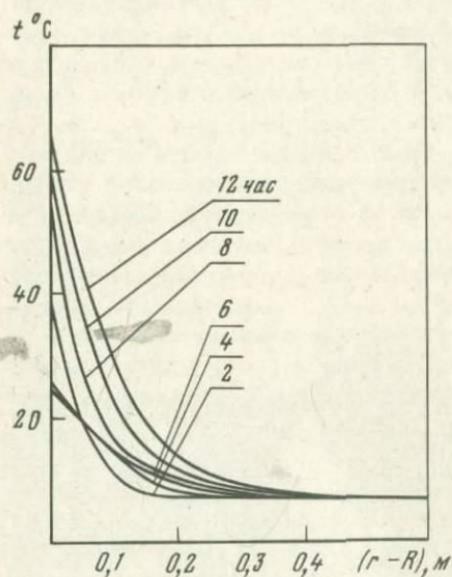


Рис. 2. Распределение температур в массиве горных пород в различные моменты времени

ности. Затем из решения задачи для массива определяется температура стенки скважины и производится переход к следующему циклу вычислений. Для проведения расчетов использовалась электронная вычислительная машина БЭСМ-6.

Результаты расчета температур в скважине, работающей с переменным дебитом, представлены на рис. 1 и 2. Глубина скважины составляла 1500 м, диаметр — 0,2 м, температура на забое равна 75°C. Дебит скважины изменялся в течение суток от 1,5 до 24,3 л/с в соответствии с графиком потребления воды для горячего водоснабжения. На графиках

рис. 1 видна тенденция возрастания температуры воды на устье к ее предельному значению, равному температуре на забое — 75°C. График суточных колебаний температуры четко согласуется с изменениями дебита. Амплитуда колебаний существенно падает только в первые дни: за первые сутки — на 16,4°, за 16-е — на 0,59°, за 31-е — на 0,07°. К концу первого месяца разница между максимальным и минимальным значениями температур достаточно велика (около 15°) и при дальнейшей эксплуатации будет уменьшаться очень медленно. Переменный температурный режим жидкости, протекающей в скважине, вызывает соответствующие колебания температур в стенках скважины, наглядно видные по температурным полям, приведенным на рис. 2.

Предлагаемый метод расчета нестационарного теплового режима скважин открывает возможности учета переменного характера многих параметров, входящих в условия теплопереноса, в том числе температуры и расхода жидкости в зависимости от длины скважины и времени ее работы, начальной температуры горных пород в зависимости от длины скважины и расстояния от ее стенок, местных и распределенных источников тепла.

С. В. Васильев, Н. Н. Веригин, В. С. Голубев

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья

МЕТОД ТЕРМОГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО РАСЧЕТА ПОДЗЕМНЫХ ПАРОГЕНЕРАТОРОВ

Технико-экономическая эффективность подземных парогенераторов зависит от притока пара в скважины и его температуры. Для оценки этих параметров рассмотрим термогидродинамическую задачу о генерировании пара при действии в пласте одиночной скважины и прямолинейной галерее (ряда скважин) большой длины.

При действии скважины подземного парогенератора область пласта $0 < r < R(t)$, занятая паром, с течением времени t будет увеличиваться, оттесняя воду. Требуется определить давление пара и воды $P_{1,2}(r, t)$, их температуру $T_{1,2}(r, t)$, а также температуру пород $\theta_{1,2}(r, t)$ в зоне пласта 1 ($0 < r < R$), занятой паром, и в зоне пласта 2 ($R < r < \infty$), заполненной водой, пользуясь уравнениями нестационарной фильтрации и теплопроводности, имеющими следующий вид:

$$\frac{\partial P_{1,2}}{\partial t} = a_{1,2} \left(\frac{\partial^2 P_{1,2}}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial P_{1,2}}{\partial r} \right), \quad (1)$$

$$b_{1,2} \frac{\partial T_{1,2}}{\partial t} = \frac{\kappa}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(b_{1,2} q_{1,2} T_{1,2} + \lambda_{1,2} r \frac{\partial T_{1,2}}{\partial r} \right) - \gamma S (T_{1,2} - \theta_{1,2}), \quad (2)$$

$$b_3 \frac{\partial \theta_{1,2}}{\partial t} = (1 - \kappa) \lambda_3 \left(\frac{\partial^2 \theta_{1,2}}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \theta_{1,2}}{\partial r} \right) + \gamma S (T_{1,2} - \theta_{1,2}). \quad (3)$$

Здесь r — полярная координата; t — время; $a_{1,2}$ — пьезопроводность

пара и воды; $\lambda_{1,2}$ — коэффициенты их теплопроводности; γ — коэффициент теплообмена между водой (паром) и породой; S — удельная поверхность породы; x — ее пористость; $q_{1,2} = Q_{1,2}/m$ — объемный расход флюида через единицу мощности пласта (длины скважины) $m(q_{1,2} > 0)$; $b_{1,2} = \kappa \rho_{1,2} C_{1,2}$ — объемная теплоемкость пара и воды; $\rho_{1,2}$, $C_{1,2}$ — их плотности и массовые теплоемкости; $b_3 = (1 - \kappa) \rho_3 C_3$ — объемная теплоемкость породы; ρ_3 , C_3 , λ_3 — ее плотность, массовая теплоемкость и теплопроводность.

Буферным слоем пароводяной смеси между зонами 1 и 2 мы пренебрегаем. Уравнения фильтрации и теплопроводности для пара и воды принимаются в линеаризованном виде. Полагаем, что пределы изменения температуры в системе невелики (по сравнению с ее абсолютным значением в градусах Кельвина), что позволяет в первом приближении использовать уравнения изотермической фильтрации.

Скорость теплообмена обычно велика. Поэтому, полагая, что в (3) $\gamma \rightarrow \infty$, а производные от температуры по координатам r и t конечны, найдем $T_{1,2} = \theta_{1,2}$, и тогда вместо (2), (3) будем иметь

$$(b_{1,2} + b_3) \frac{\partial T_{1,2}}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(\kappa b_{1,2} q_{1,2} T_{1,2} + \lambda_{1,2}^* r \frac{\partial T_{1,2}}{\partial r} \right), \quad (4)$$

где $\lambda_{1,2}^* = \kappa \lambda_{1,2} + (1 - \kappa) \lambda_3$ — эффективный коэффициент теплопроводности в зонах 1 (λ_1^*) и 2 (λ_2^*).

Начальные и граничные условия для уравнений (1), (4) запишем следующим образом:

$$P_2(r, 0) = P_2(\infty, t) = P_e, T_2(r, 0) = T_2(\infty, t) = T_e, \quad (5)$$

$$P_1(0, t) = P_0 (P_0 = \text{const}), \quad (6)$$

или

$$\frac{2\pi k}{\mu_1} r \frac{\partial P_1}{\partial r} \Big|_{r=0} = q \quad (q = \text{const}), \quad (7)$$

где K — проницаемость пород; μ_1 — вязкость пара.

На подвижной границе парообразования $r = R(t)$ имеем следующие условия:

$$P_{1,2}(R, t) = P_s, T_{1,2}(R, t) = T_s = \varphi(P_s), \quad (8)$$

$$\frac{1}{\mu_1} \frac{\partial P_1(R, t)}{\partial r} = \frac{1}{\mu_2} \frac{\partial P_2(R, t)}{\partial r}.$$

Условие сохранения тепла на границе фазового перехода запишем в виде

$$\rho_{2s} L \frac{dR}{dt} = (\rho_{1s} C_{1s} - \rho_{2s} C_{2s}) \left(\frac{q}{2\pi R} + \frac{dR}{dt} \right) T_s - \lambda_1^* \frac{\partial T_1(R, t)}{\partial r} + \lambda_2^* \frac{\partial T_2(R, t)}{\partial r}, \quad (9)$$

где T_s — температура парообразования при давлении P_s ; $\varphi(P_s)$ — уравнение равновесного состояния пар — жидкость (Вукалович, 1969); L —

теплота парообразования; C_{1s}, C_{2s} — массовая теплоемкость воды и равновесного с ней пара при температуре T_s ; ρ_{2s}, ρ_{1s} — их плотность.

Так как $\mu_1 \ll \mu_2$, то можно принять $\mu_1 = 0$ и поэтому $a_1 = \infty$. Чтобы при этом расход пара был конечным, необходимо принять $P_1(r, t) = P_1(R, t) = P_s = \text{const}$. Тогда температура в зоне 1, определяемая по кривой равновесия пар—жидкость (второе условие в (8)), также будет постоянна $T_1(r, t) = T_s = \varphi(P_s)$ и потому $\partial T_1(R, t)/\partial r = 0$. При этом вместо условия (9) будем иметь

$$\nu \frac{dR}{dt} = (\xi_{1s} C_{1s} - \xi_{2s} C_{2s}) \frac{q T_s}{2\pi R} + \lambda \frac{\partial T_2(R, t)}{\partial r},$$

$$\nu = \xi_{1s} L + \xi_{2s} C_{2s} T_s - \xi_{1s} C_{1s} T_s, \quad \lambda = \lambda_2^*. \quad (10)$$

Таким образом, требуется найти величины $P_2(r, t)$, $T_2(r, t)$ из уравнений (1), (4) при условиях (5), (8), (10).

Решение уравнения (1) имеет вид (Веригин, 1964)

$$P = Pe - (Pe - P_s) E_i(-\eta) / E_i(-\beta), \quad \eta = r^2 / 4a_2 t, \quad (11)$$

где $E_i(-Z) = \int_z^\infty e^{-y} dy$ — интегрально-показательная функция; β — постоянная, определяемая в дальнейшем из трансцендентного уравнения и характеризующая перемещение границы парообразования в соответствии с уравнением

$$R = 2 \sqrt{\beta a_2 t}. \quad (12)$$

Для $\eta \ll 0,09$ с точностью до 5% можно принять $E_i(-\eta) = -\ln(0,562/\eta)$. При этом будет иметь место квазистационарный режим фильтрации, при котором кривые распределения давления выражаются логарифмическим уравнением вида

$$P_2 \approx Pe - (Pe - P_s) \ln \frac{2,25a_2 t}{r^2} / \ln \frac{0,562}{\beta}. \quad (13)$$

Дебит пара q будет

$$q = 2\pi r \left(\frac{\kappa}{\mu_2} \frac{\partial P_2}{\partial r} \right) = - \frac{4\pi K (Pe - P_s)}{\mu_2 E_i(-\beta)} \exp \left(- \frac{r^2}{4a_2 t} \right) \approx$$

$$\approx \frac{4\pi K (Pe - P_s)}{\mu_2 \ln(0,562/\beta)}. \quad (14)$$

Подставляя q из (14) в (4), получим следующее уравнение конвективной теплопроводности при квазистационарной фильтрации:

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = a_2 \left(\frac{\partial^2 T_2}{\partial r^2} + \frac{2m_1 - 1}{r^2} \frac{\partial T}{\partial r} \right), \quad (15)$$

где

$$a_2 = \frac{\lambda}{b_2 + b_3}, \quad m_1 = 1 + \frac{2\pi K \kappa b_2 (Pe - P_s)}{\lambda \mu_2 \ln(0,562/\beta)} = 1 + \frac{\kappa b_2 q}{2\lambda}.$$

Как и в работе Н.Н. Веригина (1964), будем искать решение уравнения (15) в виде $T_2(r, t) = T_2(\eta)$. Тогда это уравнение переходит в обыкновенное дифференциальное уравнение вида

$$\frac{dT_2}{d\eta^2} + \left(\frac{a_2}{a_2} + \frac{m_1}{\eta} \right) \frac{dT_2}{d\eta} = 0, \quad \eta = \frac{r^2}{4a_2 t}. \quad (16)$$

Интегралом (16) будет неполная гамма-функция $\Gamma(-n, \eta)$, т.е.

$$T_2(\xi, n) = A\Gamma(-n, \xi) + B,$$

$$\Gamma(-n, \xi) = \int e^{-z} z^{-n-1} dz, \quad \xi = \frac{a_2}{a_2} \eta = \frac{r^2}{4a_2 t}, \quad n = \frac{Kb_2 q}{2\lambda}, \quad (17)$$

причем $\Gamma(-n, \infty) = 0$; $\Gamma(-n, 0) = \Gamma(-n)$; $\Gamma(0, \xi) = -E_i(-\xi)$.

Подставляя (17) в условия (5) и (7), найдем постоянные A и B , а введя их значения в (17), окончательно получим

$$T_2(\xi, n) = Te - (Te - T_s) \frac{\Gamma(-n, \xi)}{\Gamma(-n, a)}, \quad (18)$$

где

$$a = \frac{a_2}{a_2} \quad \beta = \frac{R^2}{4a_2 t}, \quad \xi = \frac{r^2}{4a_2 t}.$$

Для дробных значений n функция $\Gamma(-n, \xi)$ посредством разложения $\exp(-Z)$ в (17) и интегрирования выражается следующим образом:

$$\Gamma(-n, \xi) = \Gamma(-n) - \xi^{-n} \sum_{K=0}^{\infty} \frac{(-\xi)^K}{(K-n)K!}, \quad (19)$$

$$n \neq 0, 1, 2, \dots,$$

где $\Gamma(-n)$ — полная гамма-функция, определяемая по таблицам (Янке и др., 1964).

Для целочисленных значений $n = 0, 1, 2, \dots$ будет

$$\Gamma(-n, \xi) = \frac{e^{-\xi}}{\xi^{n+1}} + \frac{(-1)^n}{n!} [-Ei(-\xi) + e^{-\xi} \sum_{K=1}^{n+1} (k-1)! (-\xi)^K].$$

Эта функция связана с функцией В.Н. Щелкачева соотношением

$$\Gamma(-n, \xi) = \xi^{-n} i^n [-Ei(-\xi)].$$

Для дробных значений $n = 0,5; 1,5; 2,5; 3,5 \dots$ имеем

$$\Gamma(-n, \xi) = \frac{(-1)^{n+0,5} \sqrt{\pi} \phi^*(\xi)}{\prod_{i=0}^{n-0,5} (n-i)} + \frac{e^{-\xi}}{\xi^n} \sum_{K=0}^{n-0,5} \frac{(-\xi)^K}{\prod_{i=0}^K (n-i)},$$

$$\phi^*(\sqrt{\xi}) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-u^2} du.$$

Значения функции $\Gamma(-n, \xi)$

n	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	1	2	5
0	1,8229	1,2227	0,9057	0,7024	0,5598	0,2194	0,0489	0,00115
0,5	3,4006	1,7923	1,1511	0,8028	0,5905	0,1782	0,0300	0,00049
1	7,2255	2,8709	1,5636	0,9733	0,6542	0,1484	0,0187	0,00019
1,5	16,8067	4,9077	2,2383	1,2244	0,7500	0,1264	0,0118	0,000073
2	41,6291	8,7987	3,3338	1,6080	0,8859	0,1097	0,0075	0,000035
2,5	107,7202	16,3448	5,1162	2,1597	1,0724	0,0965	0,0048	0,000018
3	287,7361	31,1809	8,0346	2,9218	1,3220	0,0860	0,0031	0,000010
3,5	786,672	60,7154	12,8514	4,1141	1,6542	0,0775	0,0020	0
4	2190,159	120,131	20,8560	7,9976	2,0955	0,0704	0,0013	0

Для вычислений $\Gamma(-n, \xi)$ используется рекуррентная формула

$$\Gamma(-n, \xi) = n^{-1} [e^{-\xi} \xi^{-n} - \Gamma(-n, \xi)]. \quad (20)$$

В таблице приводятся некоторые значения $\Gamma(-n, \xi)$. Вводя значения T_2 из (18) в условие (9), получим

$$\alpha = \frac{(\rho_{1s}C_{1s} - \rho_{2s}C_{2s}) \lambda T_{s,n}}{2\pi\nu\kappa b_2 a_2} + \frac{\lambda(T_e - T_s) \exp(-\alpha) \alpha^{-n}}{\nu a_2 \Gamma(-n, \alpha)}, \quad (21)$$

$$\beta = \frac{a_2 \alpha}{a_2}, \quad n = \frac{\kappa b_2 q}{2\lambda} = \frac{2\pi\kappa b_2 K (P_e - P_s)}{\lambda \mu_2 \ln(0,562/\beta)}.$$

Находя из (13) параметр β и подставляя его значение в (21), получим трансцендентное уравнение, связывающее T_s и P_s , т.е.

$$\beta = 0,562 \exp \left[-\frac{4\pi K (P_e - P_s)}{\mu_2 q} \right], \quad \alpha = \frac{a_2 \beta}{a_2}, \quad (22)$$

$$T_s = \frac{2\pi\kappa b_2}{\lambda} \frac{T_e \lambda \exp(-n-\alpha) - \alpha \nu a_2 \Gamma(-n, \alpha)}{2\pi\kappa b_2 \alpha^{-n} \exp(-\alpha) - n(\rho_{1s}C_{1s} - \rho_{2s}C_{2s}) \Gamma(-n, \alpha)}. \quad (23)$$

При заданных дебите q и параметрах $k, \mu_2, a_2, \nu, a_2, \kappa$ расчет парогенерирующей скважины производится следующим образом: по (23) строится кривая зависимости $T_s = f_1(P_s)$ и затем она накладывается на известную кривую зависимости критической температуры от давления $T_s = f_2(P_s)$ (Букалович, 1969). Точка пересечения этих кривых определяет значение T_s и P_s . Затем по уравнению (22) находится параметр β , определяющий согласно (12) координату фронта парообразования в пласте. При заданных давлениях в скважине $P_o = P_s$ и параметрах $k, \mu_2, a_2, \nu, a_2, \kappa$ по критической кривой $T_s = f_2(P_s)$ определяется T_s . По уравнению (23) строится кривая $T_s = f(\beta)$, из которой при известном T_s находится β , а затем вычисляется q из (14) или (22).

Таким образом, в случае $\mu_1 = 0$ решения задачи при заданных q и P_o оказываются идентичными, как это было получено ранее в работе (Веригин, 1952).

При действии в пласте прямолинейной галереи (ряда скважин) большой длины распределение давления пара и воды $P_{1,2}(r, t)$, их температуры $T_{1,2}(r, t)$, а также температуру пород находим из решения уравнений

$$\frac{\partial P_{1,2}}{\partial t} = \alpha_{1,2} \frac{\partial^2 P_{1,2}}{\partial x^2}, \quad (24)$$

$$b_{1,2} \frac{\partial T_{1,2}}{\partial x} = \kappa \frac{\partial}{\partial x} \left(b_{1,2} U_{1,2} T_{1,2} + \lambda_{1,2} \frac{\partial T_{1,2}}{\partial x} \right) - \gamma S (T_{1,2} - \theta_{1,2}), \quad (25)$$

$$b_3 \frac{\partial \theta_{1,2}}{\partial t} = (1 - \kappa) \lambda_3 \frac{\partial \theta_{1,2}}{\partial x^2} + \gamma S (T_{1,2} - \theta_{1,2}). \quad (26)$$

Здесь $U_{1,2}$ — скорость фильтрации в зонах 1 и 2, остальные обозначения такие же, что и в (1)–(3).

Принимая, так же и в радиальной задаче, $\gamma \rightarrow \infty$, вместо (25), (26) будем иметь

$$(b_{1,2} + b_3) \frac{\partial T_{1,2}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\kappa b_{1,2} U_{1,2} T_{1,2} + \lambda^* \frac{\partial T_{1,2}}{\partial x} \right). \quad (27)$$

Найдем решение уравнений (24), (27) при следующих начальных и граничных условиях:

$$P_2(x, 0) = P_2(\infty, t) = Pe, T_2(x, 0) = T_2(\infty, t) = T_\theta, \quad (28)$$

$$P_1(0, t) = P_0,$$

$$P_{1,2}(l, t) = P_s, U_{1,2}(l, t) = U_2(l, t),$$

$$T_{1,2}(l, t) = T_s = \varphi(P_s), U_{1,2}(l, t) = \frac{K}{\mu_{1,2}} \frac{\partial P_{1,2}(l, t)}{\partial x}. \quad (30)$$

Здесь T_s — температура парообразования при давлении P_s , P_0 — заданное давление пара в галерее.

Условие сохранения тепла на границе фазового перехода $x = l(t)$ будет

$$\rho_{2s} L \frac{dl}{dt} = (\rho_{1s} C_{1s} - \rho_{2s} C_{2s}) \left[U(l, t) + \frac{dl}{dt} \right] T_s - \lambda_1^* \frac{\partial T_1(l, t)}{\partial x} + \lambda_2^* \frac{\partial T_2(l, t)}{\partial x}, \quad (31)$$

где L — теплота парообразования; C_{2s} и C_{1s} — теплоемкость воды и равновесного с ней пара при температуре T_s ; ρ_{2s} и ρ_{1s} — их плотности.

Так как $\mu_1 \ll \mu_2$, то можно принять $\mu_1 = 0$ и поэтому $\alpha_1 \rightarrow \infty$. Чтобы при этом расход пара был конечным и выполнялось третье условие в (29), необходимо принять $P_1(x, t) = P_s = P_0 = \text{const}$. Тогда температура в 1 зоне, определяемая кривой равновесия пар–жидкость (третье условие в (30)), также будет постоянной, т.е. $T_1(x, t) = T_s$.

$= \varphi(P_s)$. При этом равенство (31) с учетом второго условия в (30) примет вид

$$\nu \frac{dl}{dt} = (\rho_{1s} C_{1s} - \rho_{2s} C_{2s}) U_2 T_s + \lambda \frac{\partial T_2(l, t)}{\partial x} \quad (32)$$

где ν, λ определяются по равенствам (10).

Таким образом, необходимо определить величины $P_2(x, t), T_2(x, t)$ из уравнений (24) и (27) при условиях (28), (30), (32). Решение уравнения (24) будем искать в виде

$$P_2 = A\Phi^*(\sqrt{\eta}) + B, \quad \eta = \frac{x^2}{4a_2 t}.$$

Удовлетворяя в этом уравнении первым условиям в (28) и (30), найдем постоянные интегрирования A, B и тогда получим

$$P_2 = P_\theta - (P_\theta - P_s) \Phi^*(\sqrt{\eta}) / \Phi^*(\sqrt{\beta}), \quad (33)$$

причем координата границы раздела пар—вода будет

$$l = 2\sqrt{\beta a_2 t}. \quad (34)$$

Скорость фильтрации воды равна

$$U_2 = \frac{K}{\mu_2} \frac{\partial P_2}{\partial x} = \frac{K(P_\theta - P_s) \exp(-\eta)}{\mu_2 \sqrt{\pi a_2 t} \Phi^*(\sqrt{\beta})} \approx \frac{m_2}{\sqrt{t}}, \quad (35)$$

где

$$m_2 = \frac{K(P_\theta - P_s)}{\mu_2 \sqrt{\pi a_2 t} \Phi^*(\sqrt{\beta})}. \quad (36)$$

Приближенное равенство в (35) справедливо с точностью до 5% при $\eta < 0,05$. Подставляя (35) в (27), получим

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} - \frac{n_1}{\sqrt{t}} \frac{\partial T_2}{\partial x} - a_2 \frac{\partial^2 T_2}{\partial x^2} = 0, \quad (37)$$

где

$$n_1 = \frac{K m_2 b_2}{b_2 + b_3}, \quad a_2 = \frac{\lambda_2^*}{b_2 + b_3}.$$

Решение уравнения (37) ищем в виде

$$T_2 = C\Phi^*\left(\frac{x}{2\sqrt{a_2 t}} + \frac{n_1}{\sqrt{a_2}}\right) + D. \quad (38)$$

Удовлетворяя в (38) условиям (28) и (30) для T_2 , получим постоянные интегрирования C и D . Вводя их в (38), будем иметь

$$T_2 = T_\theta - (T_\theta - T_s) \Phi^*\left(\frac{x}{2\sqrt{a_2 t}} + \frac{n_1}{\sqrt{a_2}}\right) / \Phi^*\left(\sqrt{\frac{\beta a_2}{a_2}} + \frac{n_1}{\sqrt{a_2}}\right). \quad (39)$$

Подставляя (35) и (39) в условие (31), найдем после несложных

преобразований трансцендентное уравнение для определения β :

$$\sqrt{\pi \alpha_2 \beta} \nu = \frac{\lambda (T_e - T_s) \sqrt{\alpha_2/a} \exp \left[-(\sqrt{\beta \alpha_2} + n_1)^2 / a_2 \right]}{\Phi^* (\sqrt{\beta \alpha_2} / a_2 + n_1 / \sqrt{a_2})} + \\ + \frac{K (P_e - P_s) T_s (\rho_{1s} C_{1s} - \rho_{2s} C_{2s}) \exp (-\beta)}{\mu_2 \Phi^*(\beta)}. \quad (40)$$

Дебит пара на единицу длины галереи будет $q = U_2 t$ (t — мощность пласта). Таким образом, при известных параметрах $a_2, a_2, P_e, T_e, T_s = \varphi(P_s)$ находятся главные характеристики подземного парогенератора: дебит пара q и его температура T_s . При больших q в скважины вместе с паром может поступать пароводяная смесь. Дебит пара (или смеси) со временем снижается (в отличие от осесимметричного случая, где он постоянен). При заданном дебите галереи решение линейной задачи является неавтомодельным.

Л и т е р а т у р а

- Веригин Н.Н. Нагнетание вязких растворов в горные породы в целях повышения прочности водонепроницаемости гидротехнических сооружений. — Изв. АН СССР. ОТН, 1952, № 5, с. 674—687.
- Веригин Н.Н. Некоторые задачи конвективной теплопроводности в простой среде. — Труды ВНИИ ВОДГЕО, 1964, вып. 9, с. 54—66.
- Вуколович И.П. Таблицы теплофизических свойств воды и водяного пара. М.: Изд-во стандартов, 1969.
- Янке Е., Эмде Ф., Леш Ф. Специальные функции. М.: Наука, 1964.

Ю. М. Парицкий, Е. Л. Артемьев

Ленинградский горный институт им. Г. В. Плеханова

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕПЛО-МАССОПЕРЕНОСА В ПОДЗЕМНЫХ ТЕПЛОВЫХ КОТЛАХ НА ОСНОВЕ СЕТОЧНОЙ МОДЕЛИ

Решение сопряженной задачи фильтрации и теплообмена в среде неоднородной проницаемости, характерной для зоны взаимодействия камуфлетных взрывов, связано с большими трудностями, которые практически исключают возможность применения аналитических методов. Одним из наиболее эффективных путей преодоления этих трудностей является использование конечно-разностных схем или метода сеток.

Процесс теплообмена в подземных тепловых котлах на основе законов сохранения можно описать следующими уравнениями.

Уравнение притока тепла к твердой фазе в пределах зоны фильтрации:

$$\rho_1 c_1 (1-m) \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = \operatorname{div} [\lambda_1 (1-m) q \operatorname{grad} \bar{T}] - q_v. \quad (1)$$

Уравнение притока тепла к жидкой фазе:

$$\rho_2 c_2 m \frac{\partial t}{\partial \tau} = \operatorname{div} [\lambda_2 m \operatorname{grad} t] - \rho_2 c_2 \vec{v} \operatorname{grad} t + q_v . \quad (2)$$

Уравнение теплопроводности в твердой фазе в пределах зоны фильтрации:

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = a_1 \frac{\partial^2 T}{\partial \xi^2} , \quad (3)$$

то же, в окружающем зону фильтрации массиве:

$$\frac{\partial T_m}{\partial \tau} = a_m \nabla T_m . \quad (4)$$

Уравнение фильтрации с учетом деформируемости фаз:

$$\operatorname{div} (\rho_2 \vec{v}) = \rho_2 \left(\beta_1 \frac{\partial P}{\partial \tau} + \alpha_1 \frac{\partial \bar{T}}{\partial \tau} \right) + \rho_2 \left(\beta_2 \frac{\partial P}{\partial \tau} - \alpha_2 \frac{\partial t}{\partial \tau} \right) , \quad (5)$$

где ρ_i , c_i , λ_i , a_i – соответственно плотность, удельная теплоемкость, теплопроводность и температуропроводность фаз (индекс 1 относится к твердой фазе, индекс 2 – к жидкой); m – пористость; \vec{v} – вектор скорости фильтрации; $q_v = \alpha_{1,2} (\bar{T} - t)$ – интенсивность межфазного теплообмена; α_i , β_i – соответственно коэффициенты объемного термического расширения (скатия) и объемной упругости фаз; \bar{T} – средняя температура твердой фазы в элементарном объеме гетерогенной среды в зоне фильтрации; P, t – давление и температура жидкой фазы; T – температура в элементарном объеме твердой фазы в пределах зоны фильтрации; T_m – то же, за пределами зоны фильтрации.

На основании закона Дарси с учетом влияния массовых сил

$$\vec{v} = -K_f (\operatorname{grad} P - \bar{q} \rho_2) , \quad (6)$$

где $K_f = K/\mu$ для пористых и трещиноватых коллекторов; $K_f = \delta^2/12\mu$ для полостного коллектора в виде одиночной трещины, δ – раскрытие.

Уравнения (1) – (6) необходимо дополнить уравнениями состояния фаз

$$p_i = \rho_{i_0} [1 + \beta_i (P_i - P_{i_0}) - \alpha_i (t_i - t_{i_0})] , \quad (7)$$

где ρ_{i_0} – плотность фазы при давлении P_{i_0} и температуре t_{i_0} ($i = 1, 2$).

Уравнения (1) и (2) записаны в наиболее общем виде, соответствующем трещинному типу коллектора. В пористом коллекторе ввиду значительной площади контакта фаз коэффициент межфазного теплообмена достигает столь больших значений, что температура обеих фаз выравнивается практически мгновенно. Это позволяет просуммировать уравнения (1) и (2) и получить единое уравнение теплопроводности

$$C \frac{\partial t}{\partial \tau} = \operatorname{div} (\Lambda \operatorname{grad} t) - \rho_2 c_2 \vec{v} \operatorname{grad} t , \quad (8)$$

где

$$C = c_1 \rho_1 (1 - m) + c_2 \rho_2 m, \quad \Lambda = \lambda_1 (1 - m) + \lambda_2 m.$$

В трещинном коллекторе температура обеих фаз все время сохраняет свое различие, что обуславливает неравновесный режим межфазного теплообмена. Однако с течением времени это различие уменьшается, что позволяет определить условия, при которых с достаточной для практических расчетов точностью можно пренебречь неравновесным характером межфазного теплообмена.

Из решения вспомогательной задачи об охлаждении куба (неограниченной пластины) следует, что при условии $F_0 = a_1 \Delta t / r^2 \geq 0,5$ наблюдается выравнивание средней температуры тела с температурой на его поверхности. Полученный вывод можно отнести к трещинному коллектору, проницаемость которого обеспечивается за счет системы ортогональных трещин, разбивающих массив на блоки кубической формы. К этой же модели легко приводится и коллектор с хаотической системой трещин.

При использовании сеточных методов для решения нестационарных уравнений вводится временная сетка с шагом $\tau = \Delta t$. Если при этом выполнить условие $\tau \geq 0,5r^2/a_1$, то можно считать, что температуры обеих фаз успевают выравняться в пределах одного временного шага. Это позволяет использовать для аппроксимации уравнений (1) и (2) конечно-разностное выражение, аналогичное выражению для пористой модели коллектора.

Физически базовая модель представляет собой пористый неоднородный по проницаемости коллектор в виде неограниченного в горизонтальных направлениях, но изолированного по вертикали пласта, в котором осуществляется двумерный поток несжимаемой жидкости в условиях неуставновившегося режима фильтрации от источника (нагнетательная скважина) к стоку (эксплуатационная скважина). Для решения уравнения теплопроводности необходимо знать значения вектора скорости фильтрации \vec{V} , что требует решения сопряженного уравнения фильтрации. Последнее решается методом сменных стационарных состояний, который применительно к условиям рассматриваемой задачи заключается в решении уравнения (5) как стационарного в пределах одного временного слоя с корректировкой на каждом слое значений коэффициентов фильтрации с учетом изменения температуры и давления.

$$A \left(\frac{\partial^2 t}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} \right) - EV_x \frac{\partial t}{\partial x} - EV_y \frac{\partial t}{\partial y} = \frac{\partial t}{\partial \tau}, \quad (9)$$

$$\tau = 0 \quad (-\infty < x < \infty, 0 \leq y \leq \infty),$$

$$t = T_0 \quad (-\infty < x < \infty, 0 \leq y \leq \infty, \text{ кроме } y = 0, x = x_1),$$

$$t = t_0 \quad (y = 0, x = x_1),$$

$$\frac{\partial t}{\partial y} \Big|_{y=0} = 0, \quad (10)$$

$$t > 0 \quad t \xrightarrow{|x^2 + y^2 \rightarrow \infty} T_0 \quad t = t_0 \quad (y = 0, x = x_1),$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_f \frac{\partial P}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_f \frac{\partial P}{\partial y} \right) = 0, \quad (11)$$

$$P = P_H \quad (x = x_1, y = 0),$$

$$P = P_3 \quad (x = x_2, y = 0),$$

$$P \xrightarrow{|x^2 + y^2 \rightarrow \infty} P_0$$

$$\frac{\partial P}{\partial y} \Big|_{y=0} = 0, \quad (12)$$

$$A = \frac{\Lambda}{c}, \quad E = \frac{\rho_2 C_2}{c}, \quad K_f = \frac{K(x, y)}{\mu(t)}.$$

Размер сеточной области был установлен с учетом взаимодействия камуфлетных взрывов, которое возможно при расстоянии между взрывами, меньшем $2R_{\text{пр}}$. Расстояние от скважины до внешней границы сеточной области (контура влияния) для обеспечения необходимой точности аппроксимации было установлено не менее $10h$.

С учетом требования устойчивости, экономичности и точности для аппроксимации уравнения (9) была использована двухслойная продольно-поперечная схема с возмущенными коэффициентами:

$$\begin{aligned} \frac{t_{ij}^{n+1/2} - t_{ij}^n}{0.5h} &= \kappa_1 A \frac{t_{ij}^{n+1/2} - 2t_{ij}^{n+1/2} + t_{i,j+1}^{n+1/2}}{h^2} + r_x^+ \frac{t_{i+1,j}^{n+1/2} - t_{ij}^{n+1/2}}{h} + \\ &+ \gamma_x^- \frac{t_{ij}^{n+1/2} - t_{i-1,j}^{n+1/2}}{h} + \kappa A \frac{t_{i,j-1}^n - 2t_{i,j}^n + t_{i,j+1}^n}{h^2} + \gamma_y^+ \frac{t_{i,j+1}^n - t_{i,j}^n}{h} + \\ &+ \gamma_y^- \frac{t_{ij}^n - t_{i,j-1}^n}{h}, \quad (13) \\ \frac{t_{ij}^{n+1} - t_{ij}^{n+1/2}}{0.5h} &= \kappa_1 A \frac{t_{i-1,j}^{n+1/2} - 2t_{ij}^{n+1/2} + t_{i+1,j}^{n+1/2}}{h^2} + \gamma_x^+ \frac{t_{i+1,j}^{n+1/2} - t_{ij}^{n+1/2}}{h} + \\ &+ \gamma_x^- \frac{t_{ij}^{n+1/2} - t_{i-1,j}^{n+1/2}}{h} + \kappa A \frac{t_{i,j-1}^{n+1} - 2t_{ij}^{n+1} + t_{i,j+1}^{n+1}}{h^2} + \gamma_y^+ \frac{t_{i,j+1}^{n+1} - t_{ij}^{n+1}}{h} + \\ &+ \gamma_y^- \frac{t_{ij}^{n+1} - t_{i,j-1}^{n+1}}{h}, \end{aligned}$$

где

$$\gamma_x = \frac{EK}{\mu} \frac{\partial P}{\partial x}; \quad \gamma_y = \frac{EK}{\mu} \frac{\partial P}{\partial y}; \quad \gamma = \gamma^+ + \gamma^-; \quad \gamma^+ = \frac{\gamma + |\gamma|}{2};$$

$$\bar{\gamma} = \frac{\gamma - |\gamma|}{2}; \quad \kappa_1 = \frac{1}{1+R_1}; \quad R_1 = \frac{h|\gamma_x|}{2A}; \quad \kappa_2 = \frac{1}{1+R_2}; \quad R_2 = \frac{h|\gamma_y|}{2A}.$$

Граничные условия первого рода на внешнем контуре сеточной области аппроксимируются точно, т.е. $t_\gamma = T_0$, где t_γ — значение t в граничных узлах. Для аппроксимации условий второго рода на оси симметрии $j = 0$ со вторым порядком точности был введен фиктивный шаг сетки $j = -1$ и указанное условие аппроксимировалось обычным

образом $t_{i,-1} = t_{i,1}$. В узле $i = n, j = 0$, где располагается нагнетательная скважина, задавалось условие $t_{n,0} = t_0$.

Полученная схема обладает вторым порядком точности относительно шага сетки h и является устойчивой при соблюдении условия:

$$1 \leq \frac{2h}{|\gamma|_{\max}}.$$

Схема (9) – (10) путем ряда преобразований приводится к счетному виду

$$A_i t_{i-1,j}^{n+1/2} - C_i t_{i,j}^{n+1/2} + B_i t_{i+1,j}^{n+1/2} = -F_i, \quad (14)$$

$$A_j t_{i,j-1}^{n+1} - C_j t_{i,j}^{n+1} + B_j t_{i,j+1}^{n+1} = -F_j,$$

где с учетом принятых в программе обозначений

$$A_i = K12 - K131; C_i = 1 + 2K12 + 2TH|S|; B_i = K12 + K13;$$

$$F_i = (K121 - K141) t_{i-1,j}^n + (1 - 2K121 - 2TH|S|) t_{i,j}^n + (K121 + K14) t_{i+1,j}^n;$$

$$A_j = K121 - K141; C_j = (1 + 2K121 + 2TH|S_1|); B_j = K121 + K14;$$

$$F_j = (K12 - K131) t_{i,j-1}^{n+1/2} + (1 - 2K12 - 2TH|S|) t_{i,j}^{n+1/2} + (K12 + K13) t_{i,j+1}^{n+1/2};$$

$$K12 = \frac{\kappa_1 A I}{2h^2}; K121 = \frac{\kappa_2 A I}{2h^2}; K131 = \frac{\gamma_x^- I}{2h}; K13 = \frac{\gamma_x^+ I}{2h};$$

$$K14 = \frac{\gamma_y^+ I}{2h}; K141 = \frac{\gamma_y^- I}{2h}; TH = \frac{EI}{8h^2};$$

$$S = \frac{K}{\mu} (P_{i+1,j} - P_{i-1,j}); S_1 = \frac{K}{\mu} (P_{i,j+1} - P_{i,j-1}).$$

Схема (14) решается стандартным методом прогонки. Конечно-разностная схема для аппроксимации уравнения (11) была построена методом балансов и затем преобразована в двухслойную итерационную схему вида

$$\begin{aligned} \frac{P_{i,j}^{n+1/2} - P_{i,j}^n}{\Delta \tau_1} &= a_{i+1} \frac{P_{i+1,j}^{n+1/2} - P_{i,j}^{n+1/2}}{h^2} - a_i \frac{P_{i,j}^{n+1/2} - P_{i-1,j}^{n+1/2}}{h^2} + \\ &+ a_{j+1} \frac{P_{i,j+1}^n - P_{i,j}^n}{h^2} - a_j \frac{P_{i,j}^n - P_{i,j-1}^n}{h^2}, \quad (15) \\ \frac{P_{i,j}^{n+1} - P_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta \tau_2} &= a_{i+1} \frac{P_{i+1,j}^{n+1/2} - P_{i,j}^{n+1/2}}{h^2} - a_i \frac{P_{i,j}^{n+1/2} - P_{i-1,j}^{n+1/2}}{h^2} + \\ &+ a_{j+1} \frac{P_{i,j+1}^{n+1} - P_{i,j}^{n+1}}{h^2} - a_j \frac{P_{i,j}^{n+1} - P_{i,j-1}^{n+1}}{h^2}; \end{aligned}$$

$$P_\Delta = P_0, P_{i,-1} = P_{i,1}, P_{n,0} = P_n, P_{n_2,0} = P_3.$$

Учитывая, что K_f является разрывной функцией, коэффициенты a_i , a_j вычисляются как шаблонные функционалы (1) :

$$a_i = \frac{2K_{f_{i-1}}K_{f_i}}{K_{f_{i-1}}+K_{f_i}}, \quad a_j = \frac{2K_{f_{i-1}}K_{f_i}}{K_{f_{i-1}}+K_{f_i}}; \quad (16)$$

Δt_1 и Δt_2 – представляют итерационные параметры, играющие роль шагов по фиктивному времени и позволяющие получить решение стационарной задачи методом сведения. Их значения рассчитывались по специальной методике (Самарский, 1971) так, чтобы заданная точность итерационного процесса достигалась при минимальном числе операций.

Схема (15) решалась по тому же алгоритму, что и схема (14).

Фильтрационная задача решалась на каждом шаге по действительному времени при произвольных значениях забойного давления в нагнетательной скважине P_h и в эксплуатационной P_3 с последующей итерацией, чтобы получить заданное значение расхода теплоносителя по эксплуатационной скважине. С этой целью производилось интегрирование значений скорости фильтрации по контурам скважин и внешнему контуру сеточной области. На каждом шаге по времени корректировались значения коэффициентов K_f с учетом изменения вязкости под влиянием температуры. На печать вводились значения P и t по некоторым узлам, позволяющие проследить изменение выходных параметров ПТК и построить поля давлений и температур.

Программа гидротермодинамических расчетов ПТК, разработанная в соответствии с изложенным выше алгоритмом, реализована на ЭВМ М-222.

Для оценки точности аппроксимации решения использован стандартный прием изменения шага сетки ($h_1 = 0.5h$, $h_1, h_1 = 2h$), который позволяет определить абсолютную погрешность решения.

Построенные по результатам расчетов кривые распределения давлений и температур для различных условий задачи практически совпадают при указанных изменениях шага сетки, если расстояние R_K от источника до контура сеточной области превышает 5 шагов сетки. Однако для окончательной оценки точности численного решения весьма важно сравнить его с точным решением задачи, полученным аналитическим путем. Поскольку аналитических решений задачи в принятой нами постановке не существует, в основу сравнения были положены решения более простых задач о нагнетании жидкости в однородный по проницаемости пласт через одиночную скважину в условиях жесткой фильтрации; при этом в фильтрационной задаче температура жидкости на входе в пласт была принята равной температуре пласта, а в тепловой задаче – отличающейся от нее и сохраняющей постоянное значение.

Решение первой задачи легко получить из уравнения неразрывности. С учетом граничных условий его можно представить в виде

$$P = P_K - \frac{P_K - P_c}{\ln \frac{R_K}{r_c}} \ln \frac{R_K}{\gamma}, \quad (17)$$

где P_K и P_c – давления на контуре влияния радиуса R_K и на контуре скважин радиусом r_c соответственно.

Таблица 1

Сравнение сеточного решения с точным

R_K/γ	10	5	3,3	2,5	2	1,7	1,4	1,25	1,1	1,0
P точное	229,0	226,2	224,7	223,5	222,7	222,0	221,1	220,8	222,0	220
P сеточное	228,8	226,0	224,2	222,9	222,0	221,4	220,9	220,6	220,3	220
$(P_T - P_{\text{сет}})/P_T$	0,0004	0,0009	0,002	0,003	0,003	0,002	0,001	0,009	0	0

Сеточное решение было получено для области в виде квадрата, в центре которого расположена нагнетательная скважина. Как известно, сеточное решение при использовании равномерной сетки с шагом h , во много раз превышающим радиус скважин γ_c , аппроксимирует распределение давлений, соответствующее иному значению радиуса скважин $\gamma_{c,\text{эф}} \approx 0,2h$ (Вахитов, 1970).

Сравнение сеточного решения с точным, рассчитанным для $\gamma_c = 4$ м по формуле (17) ($h = 20$ м), приведено в табл. 1.

Максимальная погрешность, как видно из табл. 1, составляет 0,2%. Для получения поля давлений, создаваемого скважиной заданного радиуса, необходимо ввести добавочное сопротивление в районе точечной скважины (Вахитов, 1970), т.е. в точке, аппроксимирующей точечный источник, задать проницаемость K_1 , определяемую по формуле

$$K_1 = \frac{K}{0,62 \ln \frac{h}{\gamma_c}}. \quad (18)$$

Расчет K_1 по формуле (18) при условии, что $h = 40$ м, $\gamma_c = 30$ м, дает соотношение $K_1 = 6K$. В табл. 2 приведены результаты вычисления $\gamma_{c,\text{эф}}$ для варианта с проницаемостью $K_1 = 6K$ в узле, аппроксимирующем скважину.

Средний $\gamma_{c,\text{эф}} = 30$ м.

Вычисления проводились по формуле

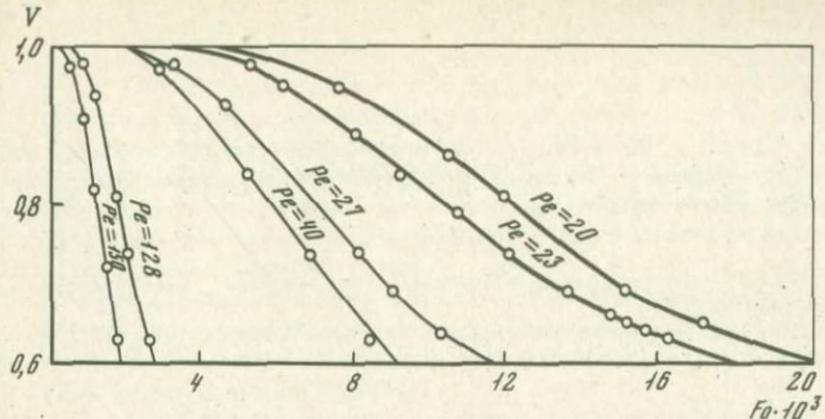
$$\gamma_{c,\text{эф}} = \frac{R_K}{\left(\frac{R_K}{\gamma}\right) \frac{P_c - P_K}{P_{\text{сет}} - P_K}}. \quad (19)$$

Таким образом, сравнение сеточного решения с точным свидетельствует об удовлетворительной точности аппроксимации численного решения фильтрационной задачи.

Таблица 2

Результаты вычисления $\gamma_{c,\text{эф}}$

R_K/γ	10	5	3,3	2,5	2	1,7	1,4	1,25	1,1
$\gamma_{c,\text{эф}}$	22,5	26	25	30,8	30,8	28	39,2	35	31,7



Зависимость безразмерной температуры $V = \frac{t_k - t_0}{T_0 - t_0}$ на выходе из ПТК от критерия $Pe = \frac{\rho_2 C_2}{\Lambda} \frac{QR_k}{2\pi bL}$ и $F_0 = \frac{aT}{R_{np}^2}$

Результаты сеточного решения тепловой задачи сравнивались с аналитическим решением, полученным в работе Г.Г. Вахитова (1970). Решение описывает тепловое поле пласта, в центре которого находится одиночная скважина, являющаяся источником (стоком) теплоносителя. Это решение справедливо для случая, когда поле давлений подчиняется закону (17), при этом определяющими безразмерными параметрами будут следующие комплексы:

$$K = \frac{a c_2 \rho_2}{4 \pi \Lambda b}, \quad (20)$$

$$x = \sqrt{\frac{c_1 \rho_1}{4 \Lambda}} \frac{\gamma}{\sqrt{T}}. \quad (21)$$

Поскольку решение (Вахитов, 1970) получено для точечного источника, очевидно, что его отличие от сеточного решения будет тем меньше, чем меньше будет значение γ_c .

Полученную точность решения тепловой задачи можно считать удовлетворительной. Она может быть существенно повышена при уменьшении значения γ_c .

Зависимость безразмерной температуры $v = \frac{t_k - t_0}{T_0 - t_0}$ на выходе из ПТК

от критериев $P_e = \frac{\rho_2 c_2 QR_k}{\Lambda 2\pi bL}$ и $F_0 = \frac{aT}{R_{np}^2}$, полученная по результатам расчетов 6 вариантов ПТК, приведена на рисунке (здесь Q – дебит эксплуатационной скважины, b – мощность зоны фильтрации, L – расстояние между скважинами, R_{np} – радиус зоны повышенной проницаемости). Математическая обработка этих результатов позволила получить эмпирические зависимости предельных значений F_0 , соответствующих определенным зна-

чениям v , от критерия P_e в виде

$$F_0 = \frac{x}{P_e}, \quad (22)$$

где $x = 0,132; 0,166; 0,229$; и $0,276$ для значений $v = 0,95; 0,90; 0,80; 0,70$ соответственно. Зависимости (22) могут быть использованы для инженерных расчетов ПТК.

Л и т е р а т у р а

Вахитов Г.Г. Разностные решения задач разработки нефтяных месторождений. Л.: Недра, 1970. 175 с.
Самарский А.А. Введение в теорию разностных схем. М.: Наука, 1971. 552 с.

В. П. Черняк

Институт технической теплофизики АН УССР

МЕТОДЫ РАСЧЕТА ТЕПЛОВОГО РЕЖИМА ПРИ БУРЕНИИ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ СКВАЖИН

При бурении скважин в вулканических районах с целью практического использования геотермальной энергии возникают проблемы научного и технического характера, в том числе проблема прогноза и регулирования температурного режима скважин (Черняк, 1969б). Суть проблемы заключается в том, что технология бурения в условиях высокой температуры горных пород (150 — 400°C) должна разрабатываться с учетом протекания внутри скважины теплообменных процессов и формирования температурных полей в окружающем скважину горном массиве. При этом должны быть обеспечены сохранение функциональных свойств буровых растворов, достаточная термоизносостойчивость и необходимая прочность бурильного инструмента, бурильных и обсадных труб, отсутствие разрушающих термических напряжений на стенах ствола и других осложнений, препятствующих ведению буровых работ.

По данным лаборатории сверхглубокого бурения ВНИИ буровой техники возможны два основных варианта механического бурения скважины глубиной 4800 м в районе Авачинского вулкана. По первому из них конструкция скважины является ступенчатой с последовательным изменением по интервалам глубин диаметра обсадной колонны от 550 до 245 мм, по второму — бурение до проектной глубины ведется со съемной колонной диаметром 245 мм долотами 9 (диаметр 214 мм). Второй вариант позволяет в случае необходимости увеличить диаметр ствола скважины до 394 мм и спустить колонну диаметром 325 мм. Для сведения к минимуму перерывов в циркуляции промывочной жидкости и обеспечения за счет этого постоянного охлаждения окружающего скважину горного массива бурение целесообразно вести с помощью вставных долот без подъема бурильной колонны.

Выбор оптимального технологического варианта связан с проведением

тепловых расчетов для прогноза теплового режима внутри скважины в процессе бурения. Результаты тепловых расчетов позволят судить не только о необходимых мерах по осуществлению бурения в условиях высоких температур, но и о возможности использования геотермальной энергии вулканических районов уже в процессе бурения скважины, например, при искусственном охлаждении промывочной жидкости.

В циркуляционной системе бурового раствора бурящейся скважины температура будет изменяться главным образом в результате теплообмена с окружающим скважину горным массивом и теплопередачи через стенку бурильной колонны (Черняк, 1969а).

При бурении с очисткой забоя сжатым воздухом, кроме перечисленных выше факторов, на изменение температуры воздушной струи в циркуляционной системе скважины будет влиять политропическое расширение воздуха в межтрубном пространстве.

Аналитические методы тепловых расчетов циркуляционных систем бурящихся скважин разработаны с учетом основных особенностей, присущих сложному процессу нестационарного теплообмена в этих системах (Щербань, Кремнев, 1959; Щербань, Черняк, 1974).

В основу их положены уравнения теплового баланса на элементарном расчетном участке, имеющие вид для бурильной колонны при наличии контакта между ней и стенками скважины

$$\pm dQ_{1,2} = dQ'_n + dQ'_{tp}, \quad (1)$$

где индексы 1 и 2 и знаки "плюс" и "минус" в левой части относятся соответственно к прямой и обратной схемам циркуляции промывочной среды, для межтрубного пространства

$$\mp dQ_{2,1} = dQ''_n + dQ''_{tp} \pm dQ_{sjk}, \quad (2)$$

где индексы 2 и 1 в левой части, а также верхние и нижние знаки перед слагаемыми левой и правой частей относятся к соответственно и прямой и обратной схеме циркуляции.

Уравнение теплового баланса призабойной зоны имеет вид

$$t_2 = E_1 t_1 + E_2. \quad (3)$$

Коэффициент E_1 в выражении (3) при определении температуры промывочной жидкости в период бурения равен 1, а при расчете температуры во время промывки (продувки) забоя после спуска инструмента определяется по формуле

$$E_1 = \frac{1 - 0,5A_3}{1 + 0,5A_3}. \quad (4)$$

Коэффициент E_2 в выражении (3) при бурении с промывкой глинистым раствором определяется по формуле

$$E_2 = \frac{860N_{\text{заб}}}{G_{\text{ср}}} . \quad (5)$$

При бурении с продувкой забоя воздухом коэффициент E_2 определяется по формуле

$$E_2 = \frac{1}{C_p} \left(\frac{860 N_{заб}}{G} - \frac{W_u^2}{91,53^2} \right). \quad (6)$$

Количество тепла, выделяемого горным массивом в бурильную колонну при наличии контакта между ней и стенками скважины на элементарном участке dh , определяется по формулам

$$dQ_n = NGC_p (t_n - t_{1,2}) dh, \quad (7)$$

$$N = B_1 E_1, \quad (8)$$

$$B_1 = \frac{K'_T \pi d}{G C_p}, \quad (9)$$

$$E_1 = \frac{\beta_1}{360}. \quad (10)$$

Индексы 1 и 2 в выражении (7) относятся соответственно к прямой и обратной схемам циркуляции.

Количество тепла, выделяемого горным массивом в межтрубное пространство, определяется по формулам

$$dQ'_n = c G C_p (t_n - t_{1,2}) dh, \quad (11)$$

$$c = B_2 (1 - E_2), \quad (12)$$

$$B_2 = \frac{K''_T \pi D}{G C_p}, \quad (13)$$

$$E_2 = \frac{\beta_2}{360}. \quad (14)$$

При отсутствии контакта между бурильной колонной и стенками скважины в выражении (11) принимают $C = B_2$.

Количество тепла, проходящего через стенку бурильной колонны при циркуляции промывочной среды на элементарном участке dh , определяется по формулам

$$dQ_{tp} = M G C_p (t_2 - t_1) dh, \quad (15)$$

$$M = A (1 - E_1), \quad (16)$$

$$A = \frac{K_{tp} \pi d}{G C_p}. \quad (17)$$

Коэффициент E_1 в выражении (21) определяется по формуле (10).

Количество тепла, подводимого к воздушной струе в результате превращения ее кинетической энергии в тепловую при сжатии (нисходящего дви-

жения) на элементарном участке dh , определяется по формуле

$$dQ_{\text{сж}} = \pm \frac{G}{427} dh. \quad (18)$$

Коэффициент нестационарного теплообмена K_T в выражениях (9) и (13) определяется по формуле

$$K_T = \frac{K_T^Y + K_{T\text{заб}}}{2}, \text{ ккал}/\text{м}^2 \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{C}. \quad (19)$$

Методика расчета коэффициентов K_T^Y и $K_{T\text{заб}}$ нестационарного теплообмена в выражении (19) приведена в работе А.Н. Щербаня и В.П. Черняка (1974).

Коэффициент теплопередачи бурильной колонны в выражении (17) определяется по известным зависимостям для цилиндрических каналов, а коэффициент теплоотдачи на внутренней стенке бурильной колонны при бурении определяется по формулам, полученным в ИТТФ АН УССР, (1), (2), (5).

Температура бурового раствора при прямой схеме циркуляции определяется по формулам

$$t_1 = c_1 e^{r_1 h} + c_2 e^{r_2 h} + t_{n_0} + \sigma h + P, \text{ } ^\circ\text{C}, \quad (20)$$

$$t_2 = \frac{M + N + r_1}{M} c_1 e^{r_1 h} + \frac{M + N + r_2}{M} c_2 e^{r_2 h} + t_{n_0} + \sigma h + \frac{1}{M} [\sigma + (M + M) P], \text{ } ^\circ\text{C}, \quad (21)$$

где

$$r_{1,2} = \frac{-(N - C) \pm \sqrt{(N - C)^2 + 4 [MN + (M + N) C]}}{2}; \quad (22)$$

$$P = \frac{-C\sigma}{MN + C(M + N)}; \quad (23)$$

$$c_1 = - \frac{(E_3 - 1) (t_{n_0} + \sigma H) + \left(E_1 - 1 - \frac{N}{M}\right) P - \frac{1}{M} \sigma}{f_1 - f_2} \rightarrow \quad (24)$$

$$\rightarrow \frac{+ E_2 (t_0 - t_{n_0} - P) f_2}{c_2 = - \frac{(E_1 - 1) (t_{n_0} + \sigma H) + \left(E_1 - 1 - \frac{N}{M}\right) P - \frac{1}{M} \sigma +}{f_1 - f_2} \rightarrow} \quad (25)$$

$$\rightarrow \frac{+ E_2 (t_0 - t_{n_0} - P) f_1}{;}$$

$$f_1 = \left(\frac{M + N + r_1}{M} - E_1 \right) e^{r_1 H}; \quad (26)$$

$$f_2 = \left(\frac{M + N + r_2}{M} - E_1 \right) e^{r_2 H}. \quad (27)$$

Температура бурового раствора при обратной схеме циркуляции определяется по формулам

$$t_1 = c_1 e^{r_1 h} + c_2 e^{r_2 h} + t_{n_0} + \sigma H + T, {}^{\circ}\text{C}, \quad (28)$$

$$t_2 = \frac{M + C + r_1}{M} c_1 e^{r_1 h} + \frac{M + C + r_2}{M} c_2 e^{r_2 h} + t_{n_0} + \sigma H + \frac{1}{M} [\sigma + (M + C) T], {}^{\circ}\text{C} \quad (29)$$

$$+ (M + C) T], {}^{\circ}\text{C},$$

$$r_{1,2} = \frac{-(C - N) \pm \sqrt{(C - N)^2 + 4 [MN + (M + N) C]}}{2}, \quad (30)$$

$$T = \frac{-N\sigma}{MN + (M + N) C}, \quad (31)$$

$$c_1 = \frac{(E_1 - 1) (t_{n_0} + \sigma H) + (E_1 - 1 - \frac{C}{M}) T - \frac{1}{M} \sigma +}{f_1 - f_2} \rightarrow \quad (32)$$

$$\rightarrow \frac{+ E_2 - [t_0 - t_{n_0} - T] f_2}{f_1 - f_2},$$

$$c_2 = \frac{(E_1 - 1) (t_{n_0} + \sigma H) \left(E_3 - 1 - \frac{C}{M} \right) T - \frac{1}{M} \sigma +}{f_1 - f_2} \rightarrow \quad (33)$$

$$\rightarrow \frac{+ E_2 - [t_0 - t_{n_0} - T] f_1}{f_1 - f_2},$$

$$f_1 = \left(\frac{M + C + r_1}{M} - E_1 \right) e^{r_1 H}, \quad (34)$$

$$f_2 = \left(\frac{M + C + r_1}{M} - E_1 \right) e^{r_2 H}. \quad (35)$$

Коэффициенты N, C и M в выражениях (21) – (35) и (32) – (35) определяются по формулам (8), (12) и (16).

Температура сжатого воздуха при прямой схеме продувки с учетом утечек воздуха из бурильной колонны через замковые соединения определяется по формулам

$$t_1 = c_1 (a - bh)^{r_1} + c_2 (a + bh)^{r_2} + F_1 h + F_2, \quad (36)$$

$$t_2 = \frac{A + B_1 - br_1}{A} c_1 (a - bh)^{r_1} + \frac{A + B_1 - br_2}{A} c_2 (a - bh)^{r_2} + P_1 h + P_2; \quad (37)$$

где

$$c_1 = \frac{(t_0 - F_2) f_4 - [(E_1 F_1 - P_1) H + (E_2 - P_2 + E_1 F_2)] f_2}{f_1 f_4 - f_2 f_3}; \quad (38)$$

$$c_2 = \frac{(t_0 - F_2) f_3 - [(E_1 F_1 - P_1) H + (E_2 - P_2 + E_1 F_2)] f_1}{f_1 f_4 - f_2 f_3}; \quad (39)$$

$$f_1 = a^{r_1}; \quad (40)$$

$$f_2 = a^{r_2}; \quad (41)$$

$$f_3 = \left(1 + \frac{B_1 - br_1}{A} - E_1\right) (a - bH)^{r_1}; \quad (42)$$

$$f_4 = \left(1 + \frac{B_1 - br_2}{A} - E_1\right) (a - bH)^{r_2}; \quad (43)$$

$$F_1 = \frac{N_3}{N_2 - bN_1}; \quad (44)$$

$$F_2 = \frac{aN_3 + bN_4}{bN_2} - \frac{a}{b} F_1; \quad (45)$$

$$P_1 = \frac{(A + B_1) F_1 - bF_1 - K_1}{A}; \quad (46)$$

$$P_2 = \frac{(A + B_1) F_2 + aF_1 - K_2}{A}; \quad (47)$$

$$r_{1,2} = \frac{(b + N_1) \pm \sqrt{(b + N_1)^2 - 4N_2}}{2b}; \quad (48)$$

$$N_1 = B_1 - B_2 - 2b; \quad (49)$$

$$N_2 = AB_2 - B_1 (A + B_2 + b); \quad (50)$$

$$N_3 = A (\mp B_2 \sigma \mp b\eta) - K_1 (A + B_2); \quad (51)$$

$$N_4 = A (E_2 \pm a\eta - B_2 t_{n_0}) - K_2 (A + B_2 + b) + aK_1; \quad (52)$$

$$K_1 = \pm B_1 \sigma \mp b\eta; \quad (53)$$

$$K_2 = \pm a\eta + B_1 t_{n_0}; \quad (54)$$

$$b = \frac{a - 1}{H}; \quad (55)$$

$$A_{\text{заб}} = \frac{K_{T_{\text{заб}}} F_{\text{заб}}}{G_{2p}}; \quad (56)$$

$$\eta = \frac{1}{427c_p}. \quad (57)$$

Для варианта бурения методом проплавления разработана методика приближенного расчета параметров процесса бурения (радиус скважины, скорость проходки и т.п.) на основе упрощенной постановки задачи о нагревании массива забойным снарядом. Например, расчетное уравнение для определения радиуса ствола получено в виде

$$2\pi R_p^3 + 2\pi R_p^2 t_{pp} \lambda \sqrt{\frac{\tau_{\text{пл}}}{\pi a}} + 2\pi R_p t_{pp} \lambda - Q\tau_{\text{пл}} - 2\pi R_B^3 = 0. \quad (58)$$

Выражение (58) использовано для расчетов при следующих исходных данных: $t_p = 1300^\circ\text{C}$; $Q_p = 172\ 200 \text{ ккал/ч}$; $g_{py} = 1\ 050\ 000 \text{ ккал/ч}$; $\lambda_2 = 1,5 \text{ ккал/ч}\cdot\text{град}$; $a_2 = 0,003 \text{ м}^2/\text{ч}\cdot\text{град}$.

Расчеты выполнялись на ЭВМ Мир-2 с использованием метода половинного деления с предварительным заданием предполагаемого интервала нахождения корней и требуемой точности. Поверхность наконечника определялась как поверхность полусферы.

Полученные в результате расчетов значения величины R_p и остальные искомые характеристики процесса позволяют сделать вывод, что скорость проходки скважины при увеличении радиуса рабочего наконечника, например от 0,1 м до 0,4 м, заметно снижается вследствие уменьшения удельного теплового потока. Поэтому выбор режима проходки и конструкции скважины следует производить, исходя из обеспечения оптимальной скорости бурения при требуемом радиусе скважины в свету и допустимой величины удельного теплового потока на рабочей поверхности наконечника.

Условные обозначения

N	— число расчетных участков;
H	— глубина скважины, м;
h	— расчетная глубина, м;
$\Delta h g$	— проходка за одно дополнение, м;
D	— диаметр скважины, м;
$d_{1,2}$	— соответственно внутренний и наружный диаметры бурильной колонны, м;
$d = \frac{d_1 + d_2}{2}$	— средний диаметр бурильной колонны, м;
d_0	— эквивалентный диаметр, равный d_1 для бурильной колонны и $(D - d_2)$ для межтрубного пространства, м;
r_0	— эквивалентный радиус, м;
R	— расстояние по нормали от оси скважины до расчетной точки в массиве, м;
ε	— величина эксцентриситета, м;
$F_{\text{ст}, \text{тр}, \text{заб}}$	— поверхность соответственно стенок скважины, бурильной колонны и призабойной зоны, м^3 ;
W	— скорость движения промывочной среды, $\text{м}/\text{с}$;
W_i	— скорость истечения воздуха из каналов долота, $\text{м}/\text{с}$;
G	— расход промывочной среды, $\text{кг}/\text{ч}$;

$G_{\text{ср}}$	— средний по длине межтрубного пространства расход воздуха, кг/ч;
$a = \frac{G_1}{G_2}$	— коэффициент доставки воздуха к забою;
$Q_{1,2}$	— тепловой поток соответственно при нисходящем и восходящем движении, ккал/ч;
Q'_n	— тепловой поток от горного массива в бурильную колонну, ккал/ч;
Q_n	— тепловой поток от горного массива в межтрубное пространство, ккал/ч;
$Q''_{\text{тр}}$	— тепловой поток через стенку бурильной колонны, ккал/ч;
$Q_{\text{скж}}$	— тепловыделение при скатии и расширении воздушной струи, ккал/ч;
$t_{1,2}$	— температура соответственно нисходящего и восходящего потоков промывочной среды, град;
t_0	— температура промывочной среды на входе в скважину, град;
t_n	— естественная температура горных пород, град;
t_{n0}	— температура нейтрального слоя горных пород, град;
$t_{n\text{ср}}$	— средняя по глубине скважины температура горных пород, град;
$t_{n\text{заб}}$	— температура горных пород на глубине забоя, град;
σ	— геотермический градиент, град/м;
c_p	— теплопемкость промывочной среды, ккал/кг·град.

Л и т е р а т у р а

- Золотаренко Ю.П. Теплоотдача нефьютоновских тел (глинистых растворов) в прямых, круглых и кольцевых концентрических и эксцентрических каналах. — Докл. АН СССР, 1973, № 2, с. 175—178.
- Черняк В.П. Температура раствора в процессе промывки бурящейся скважины. — Докл. АН СССР. Сер. A, 1969а, № 8, с. 757—759.
- Черняк В.П. Прогноз теплового режима глубокой бурящейся скважины. — Нефтяное хозяйство, Киев, 1969б, № 9, с. 17—19.
- Щербань А.Н., Кремнин О.А. Научные основы расчета и регулирования теплового режима глубоких шахт. Т. I. Киев: Изд-во АН УССР, 1959. 279 с.
- Щербань А.Н., Черняк В.П. Прогноз и регулирование теплового режима при бурении глубоких скважин. М.: Недра, 1974. 247 с.

Ю. М. Парийский, И. А. Богданова, А. С. Дальнов,
Г. Н. Герасименко, Т. Ю. Пискачева, В. Д. Трофимов

Ленинградский горный институт им. Г. В. Плеханова

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МОДЕЛИ ПОДЗЕМНОГО ТЕПЛОВОГО КОТЛА В УСЛОВИЯХ ПОЛИГОНА

С целью экспериментальной проверки способа создания подземных тепловых котлов (ПТК) в зоне взаимодействия камуфлетных взрывов на полигоне ЛГИ в Выборгском районе Ленинградской области на территории гранитного карьера Эркиля была создана натурная модель ПТК. Подземный комплекс модели включал три зарядные (нагнетательные) и десять наблюдательных скважин, пробуренных в гранитном массиве.

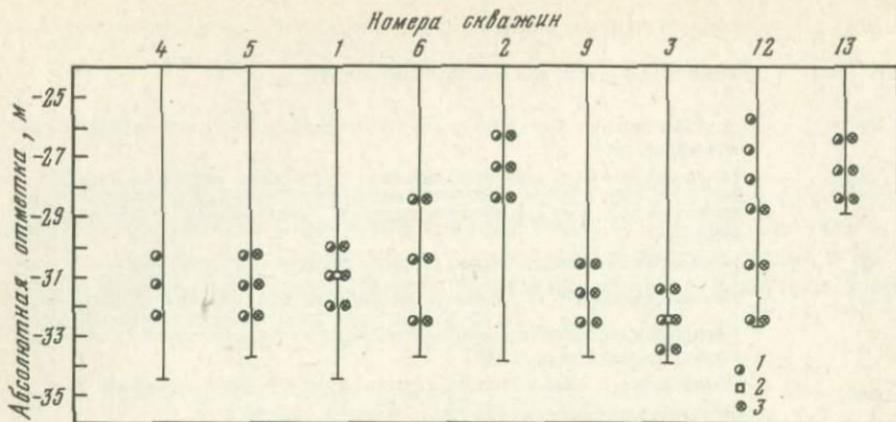


Рис. 1. Схема расположения скважин и их оборудования датчиками температуры и электрического сопротивления воды

1 – Термопары; 2 – платиновый ТС; 3 – резистивиметры

на глубину 33–34 м, а также зону искусственной трещиноватости, образованную тремя последовательными взрывами зарядов зерногранулита весом по 113 кг каждый. Схема расположения скважин и их оборудования датчиками температуры и электрического сопротивления воды приведена на рис. 1.

Скважины были закреплены обсадными трубами, перфорированными в нижней части, и затампонированы глиной, цементом и гравийной засыпкой. Поверхностный комплекс состоял из насосно-нагревательной установки и измерительного блока. Насосно-нагревательная установка мощностью 85 кВт обеспечивала нагнетание горячей воды с температурой 60°С при производительности до 500 л/ч и максимальном давлении 12 кгс/см². В процессе эксперимента измерялись следующие параметры:

расход нагнетаемой воды,

температура воды на входе в нагнетательную скважину,

температура и электрическое сопротивление воды в зоне фильтрации, давление в скважинах,

дебит эксплуатационной скважины.

Расход воды измерялся дистанционными электрическими ротаметрами типа РЭ-1, температура – с помощью хромель-копелевых термопар и потенциометра типа ПЗ06 или ЭПП-09, электрическое сопротивление – с помощью резистивиметров и аппаратуры ИКС-50, давление – образцовыми манометрами, установленными на верхних концах обсадных труб.

Исследования зоны повышенной проницаемости, образованной камуфлетными взрывами, выполнялись с применением метода ВЭЗ, электрокаротажа по методу сопротивлений, резистивиметрии, а также опытных откачек с использованием индикатора.

Это позволило выявить конфигурацию и размеры аномальной зоны (рис. 2), оценить характер гидравлической связи между скважинами в различных частях зоны, а также всей зоны с окружающим массивом. С помощью опытных нагнетаний и наблюдений за восстановлением давления удалось установить распределение фильтрационных потоков и оп-

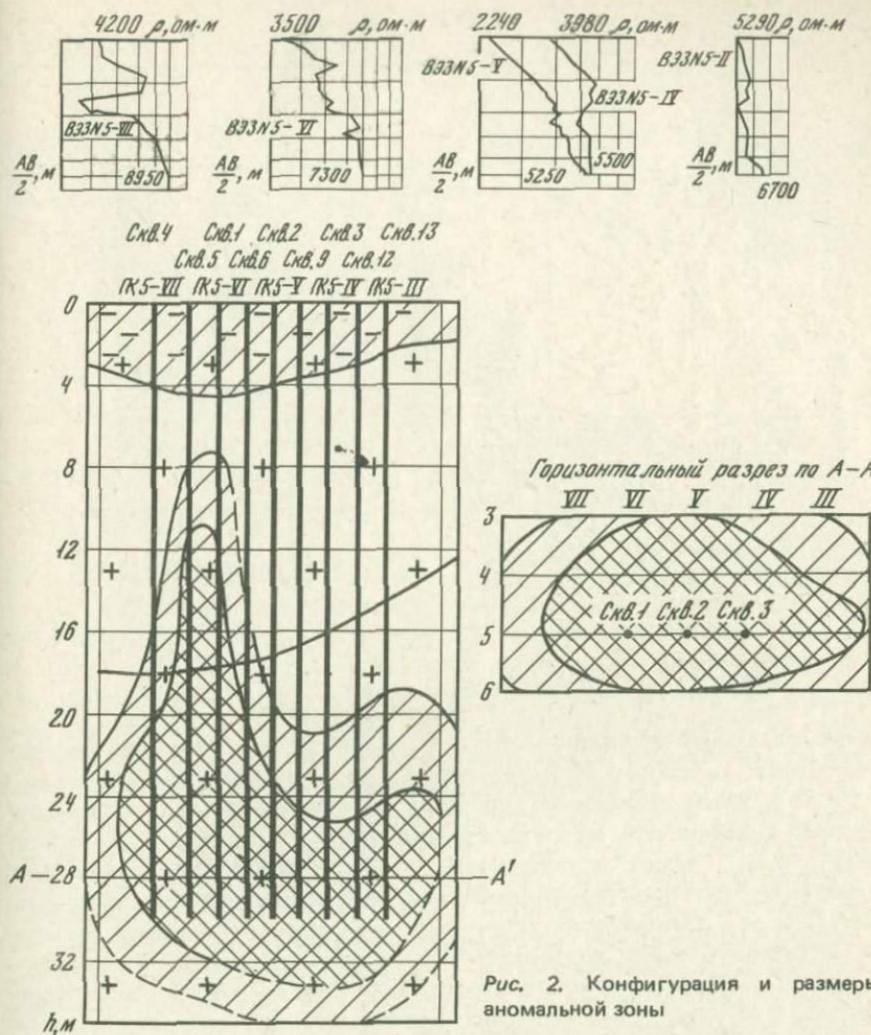


Рис. 2. Конфигурация и размеры аномальной зоны

ределить фильтрационные параметры различных участков зоны, в частности, коэффициент пьезопроводности ($\chi = 10^3 \text{ см}^2/\text{с}$), среднюю для всей зоны водопроводимость ($c \frac{\partial k}{\mu} = 4 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{сут}$), водопроводимость зоны на отдельных участках. Средняя водопроводимость зоны оказалась в 4 раза выше начальной. Выяснилось, что зона гидравлически связана с окружающим массивом, очевидно, в результате смыкания образованных взрывами трещин с трещинами, появившимися в массиве в результате массовых взрывов в карьере. Кроме того, было установлено повреждение обсадной трубы в скв. 6, расположенной между зарядными скв. 1 и 2. Все это сказалось на распределении фильтрационных потоков при проведении опытных нагнетаний. Как показало распределение давлений в скважинах, полученное при опытных нагнетаниях в скв. 1, фильтрационное поле ПТК формировалось под влиянием двух внутренних стоков в скв. 3 и 6, а также внешнего стока за пределы зоны. Дебит скв. 3, изме-

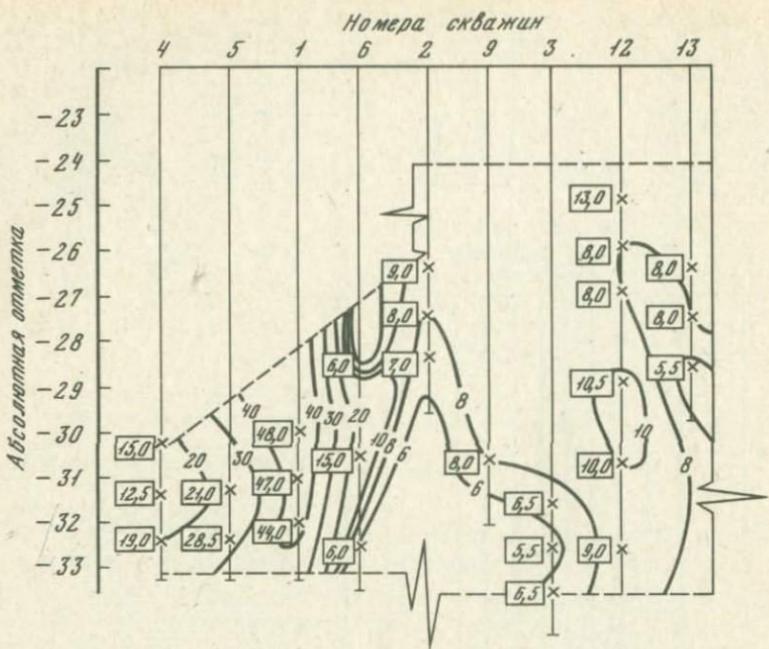


Рис. 3. Карта изотерм

ренный объемным методом, составил 23 л/ч (8,5% от расхода нагнетательной скв. 1, равного 270 л/ч), дебит скв. 6, определенный расчетным путем по данным наблюдений, составил 123 л/ч (46%), таким образом, утечки за внешний контур составили около 45% от общего расхода нагнетаемой воды. Утечки теплоносителя в окружающий зону фильтрации массив являются характерной особенностью фонтанного способа эксплуатации ПТК и в зависимости от окружающего массива давления нагнетания, расстояния между источником и стоком могут достигать значительных величин. Дебиты скважин можно полностью выравнить, если одновременно с нагнетанием осуществлять откачу теплоносителя из эксплуатационных скважин, увеличивая тем самым перепад давления между источником и стоком. Лимитирующим фактором в этом случае является величина возможного понижения уровня в эксплуатационных скважинах.

Поскольку конструкция скважин при проведении эксперимента не позволяла осуществить метод откаек—нагнетания, возможный дебит эксплуатационных скважин 6,2 и 3 при понижении уровня до 30 м был определен расчетным путем и составил соответственно 100,80 и 64 л/ч. Учитывая, что фактический дебит скв. 6 составлял 123 л/ч, можно заключить, что интенсивность теплообмена в зоне фильтрации в условиях эксперимента была даже несколько выше, чем она могла бы быть при отсутствии утечек. Тесная связь температурного и фильтрационного полей установлена в результате термометрических наблюдений. Они позволили построить карты изотерм в вертикальном разрезе зоны фильтрации вдоль линии расположения скважин и проследить динамику развития температурного поля на протяжении 112 час.

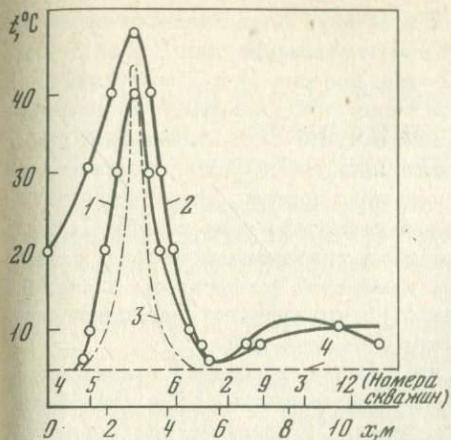


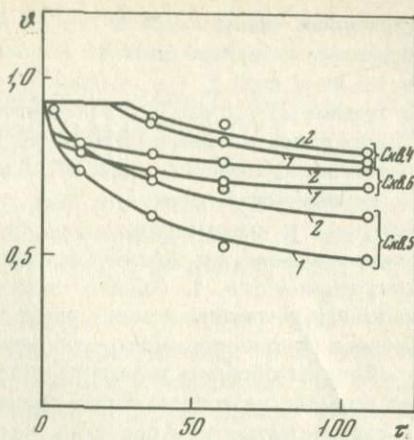
Рис. 4. График распределения температур

Рис. 5. График изменения температуры во времени

Одна из таких карт (рис. 3) показывает распределение температур через 108 час. после начала второй серии нагнетаний. Вторая серия нагнетаний проводилась в скв. 1 спустя 10 дней после окончания первой серии, проводившейся в скв. 3, поэтому изотермы в правой части карты характеризуют постепенно деградирующую зону теплового возмущения, образованную при первой серии нагнетаний. Обращают на себя внимание искажения изотерм вдоль определенных направлений, по-видимому, приуроченных к наиболее крупным трещинам.

Представляет интерес построенный по картам изотерм график распределения температур в горизонтальной плоскости на отметке 30 м. (рис. 4). Сопоставление кривых 1 и 2, характеризующих распределение температур соответственно через 3 и 108 час. после начала нагнетания, с кривой 3 (распределение температур при кондуктивном переносе тепла в течении 108 час.) показывает, что интенсивность конвективного переноса тепла на участке между скв. 1 и 4 была значительно выше, чем между скважинами 1 и 6. Это объясняется различием в водопроводимости этих участков ($8 \cdot 10^{-2}$ и $3,3 \cdot 10^2 \text{ м}^2/\text{сут}$ соответственно). Одной из наиболее важных и интересных задач эксперимента являлось определение характера изменения температуры воды на выходе из ПТК, поскольку непосредственное измерение температуры воды, выходящей из скв. 3, в силу ее незначительного дебита не давало сколько-нибудь заметного изменения температуры во времени в скв. 4-6 на отметках 30 и 31 м по данным карт изотерм.

В силу того что в эксперименте процесс теплообмена осуществлялся в противоположном по сравнению с реальным ПТК направлении (охлаждение теплоносителя вместо его нагревания), эти графики (рис. 5) построены для безразмерной температуры $V = (t - t_0)/(T_0 - t_0)$, где t — текущее значение температуры, T_0 — начальные значения температуры пород и нагнетаемой воды, использование которой позволяет привести результаты к сопоставимым условиям. Как видно из графиков, без-



размерная температура в скв. 4 и 5 в течение определенного периода времени оставалась близкой к начальной температуре пород (для скв. 5 в 1,5 м от скв. 1 – в течение 1,5–2 часа, для скв. 4 в 3 м от скв. 1 – в течение 21–28 час.), а затем начала монотонно снижаться, постепенно приближаясь к температуре нагнетаемой воды. В скв. 6 изменение температуры на отметках 30 и 31 м произошло практически одновременно с началом нагнетания, что, судя по картам изотерм, можно объяснить близким к рассматриваемому сечению расположением секущей скважину трещины, по которой осуществлялась гидравлическая связь с нагнетательной скв. 1. Однако скорость изменения температуры в скв. 6 оказалась значительно ниже, чем в скв. 4 и 5, что является следствием различия в водопроводимости этих участков зоны фильтрации.

Следует обратить внимание на то, что характер изменения температуры во времени не соответствует принятым представлениям об ее изменении в трещиноватых или пористых коллекторах. Он более походит на изменение температуры в коллекторе полостного типа, к которому относится, например, трещина гидроразрыва. Можно полагать, что камуфлетные взрывы сравнительно небольших зарядов ВВ образовали в массиве качественно иную модель проницаемой зоны, чем та, которая по принятым представлениям образуется при мощных камуфлетных взрывах. Вместо развитой системы трещин, образующих блочную структуру проницаемой зоны, в массиве были созданы отдельные трещины, секущие скважины по небольшому числу плоскостей, к которым были приурочены фильтрационные токи.

В результате этого межфазный теплообмен не имел существенного значения, а основную роль в процессе теплообмена играл кондуктивный перенос тепла вкrest простирания трещин.

Оценивая результаты экспериментальных исследований в целом, следует заключить, что они подтвердили целесообразность применения камуфлетных взрывов для создания искусственных коллекторов циркуляционных систем извлечения тепла Земли и возможность получения теплоносителя с температурой, близкой к начальной температуре пород, в течение достаточно длительного времени.

Вместо с тем они показали, что характер теплообменных процессов в ПТК в сильной степени зависит от структуры, образованной взрывами проницаемой зоны, изменения которой могут существенно отразиться на температуре извлекаемого теплоносителя.

О. П. Участкина, Т. Ю. Пискачева

Ленинградский горный институт им. Г. В. Плеханова

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ТЕРМОСТРЕССА НА УВЕЛИЧЕНИЕ ПРОНИЦАЕМОСТИ ПОДЗЕМНОГО ТЕПЛОВОГО КОТЛА

Задачей исследования является разработка инженерно-физического обоснования искусственной трещиноватости применительно к условиям сооружения циркуляционной системы извлечения подземного тепла Земли.

Имеющиеся в литературе (Мелан, Паркус, 1958; Паркус, 1963; Термомеханические . . . , 1976; Шорин, 1964; Шресбер и др., 1968) данные могут дать информацию по термонапряжениям в материалах при создании стационарной и переменной тепловой нагрузки. Однако вопрос о термонапряжениях в перегретых горных породах при условии теплосъема жидкими реагентами требует специального изучения. Поля деформаций и температуры сопряжены между собой.

Математическое описание процесса затруднено ввиду его тепло- и гидромеханической нестационарности; это определило направление исследований в сторону физического моделирования.

Созданная опытная установка позволила на образцах горных пород провести исследования теплообмена между горной породой и жидким реагентом и определение температурных перепадов в породах, вызывающих разрушающие термонапряжения.

Изучение процесса проводилось на образцах гранита, диабаза, эфузивных пород с применением тензометрических методов замера напряжений. Исследуемый образец (1), представляющий собой цилиндр, в центре которого просверлен шпур для подачи охлаждающего агента $d_0 = 7 \cdot 10^{-3}$ м, помещался в металлический контейнер (2), укрепленный в печи (3) с температурой разогрева до 1000°C . Контейнер подсоединялся системой трубок к насосу (4) и мерному баку (5) (рис. 1).

Выбор реагента для проведения эксперимента производился с учетом технических возможностей установки. Для экспериментальных исследований на установке в качестве движущегося реагента по шпуру образца использована вода.

Для замера деформаций использовались тензодатчики 2ФКПА-1-50ГВ со схемой включения с компенсационной петлей и тензометрический мост ЦТМ-3. Измерение температур входящей и выходящей воды, поверхности образца и температуры в объеме нагревательной печи производилось термопарами хромель-алюмель с выходом на ЭПП-09. Чтобы определить величину разрушающих термонапряжений в горных породах в условиях подземного теплового котла, необходимо знать закономерности нестационарного теплообмена между движущимся по первоначальной трещине реагентом (водой и др.) и горной породой. В связи с этим в работе определялись расход, средняя температура, тепловой поток, температура на стенках образца. Принят одномерный способ описания процесса теплообмена при движении воды по шпуру образца.

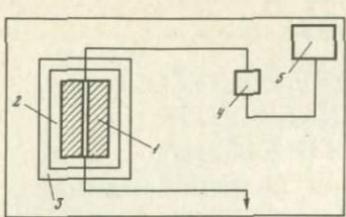


Рис. 1. Схема экспериментальной установки

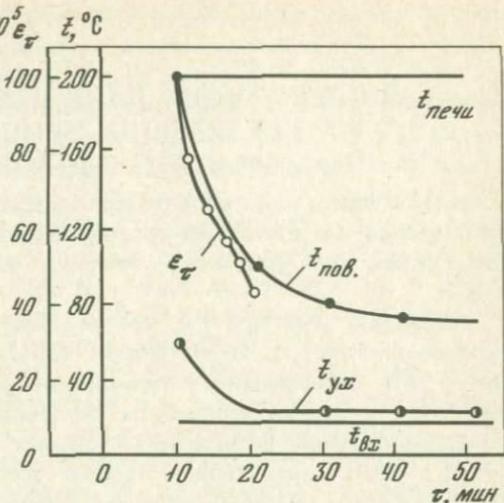


Рис. 2. График изменения температур и напряжений

Таким образом:

а) скорость и температура по сечению шпура

$$\omega = \frac{G}{\rho f}, \quad (1)$$

$$t_b = \frac{\int_f \omega_z t p df}{\int_f \omega_z \rho df}; \quad (2)$$

б) удельный тепловой поток q_w через единицу поверхности стенки

$$q_w = a (t_w - t_b), \quad (3)$$

где a — местный коэффициент теплоотдачи, учитывающий реальные процессы, происходящие в трехмерном течении. Непосредственное измерение величин $t_w (r, \tau)$ и $q_w (r, \tau)$ невозможно, так как установка датчиков вызовет нарушение структуры исследуемого материала.

Для этого косвенно определим эти величины. Применим уравнение теплопроводности для цилиндра

$$\frac{\partial \theta}{\partial r} = a \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \theta}{\partial r} \right), \quad (4)$$

где

$$\theta = t (r, \tau) - t_{bx}.$$

Решение имеет вид

$$\theta = A I_0 (\epsilon r) e^{-\epsilon^2 a \tau}, \quad (5)$$

где A — постоянная величина, зависящая от начальных условий;

$$t(r\tau) = t_0;$$

$I_0 (\epsilon r)$ — функция Бесселя нулевого порядка первого рода; ϵ — произвольное вещественное положительное число, зависящее от формы и размеров систем, от физических констант λ , a , c и граничных условий a . По физическому смыслу число ϵ равно относительному изменению разности

температура для любой точки образца и воды на входе в канал в единицу времени. Анализ граничных условий показал, что при расчете коэффициента теплоотдачи по формулам стационарной теплопроводности его величина больше 1000 ккал/м² °C и, следовательно, можно считать $a/\lambda \rightarrow \infty$. Таким образом, граничные условия третьего рода

$$a(t_w - t_0) = -\lambda \frac{\partial t}{\partial r} \Big|_{r=r_0} \quad (6)$$

могут быть заменены граничными условиями первого рода

$$t_b(\tau) = t_w(\tau).$$

Закон изменения $t_w(\tau)$ определяется экспериментально. На наружной поверхности образца при $r=R$

$$t(R\tau) = t_0.$$

Учет нестационарности процесса теплоотдачи в экспериментальных исследованиях проводится в виде зависимости Nu от нестационарных условий. Расход теплоносителя G и t_{bx} во времени не меняются, но изменяется температура стенки t_w или

$$q_w = -\lambda \left(\frac{\partial T_w}{\partial r} \right)_{r=r_0} \quad (7)$$

нестационарное изменение профиля температур по длине шпура при изменении теплофизических свойств материала (ρ, C_p, λ, μ) около стенки шпура существенно влияет на нестационарную теплоотдачу.

В общем случае функциональная зависимость принята в виде

$$Nu_b = f \left(\frac{\epsilon}{a}, Re, Pr, \frac{\mu_w}{\mu_b}, \frac{\lambda_w}{\lambda_b}, \frac{\rho_w}{\rho_b}, \frac{Cp_w}{Cp_b}, K_z, K_T \right), \quad (8)$$

где K_z, K_T — критерии температурной нестационарности по длине образца и времени процесса. В расчетах принято (Виленский, 1966а; Виленский, 1966б; Кошкин и др., 1973) :

а) для турбулентного режима

$$K_{z_T} = \frac{\partial t_w}{\partial z} \frac{a^2}{\omega^2 a(t_w - t_0)}, \quad (9)$$

$$K_{T_T} = \frac{\partial t_w}{\partial \tau} \frac{a}{\omega^2 a(t_w - t_0)}; \quad (10)$$

б) для ламинарного режима

$$K_z = \frac{\partial t_w}{\partial z} \frac{d}{t_w - t_0}, \quad (11)$$

$$K_T = \frac{\partial t_w}{\partial \tau} \frac{d^2}{a(t_w - t_0)}. \quad (12)$$

Значения всех величин берутся в один и тот же момент времени длины, это позволяет не учитывать в моделировании масштаб времени; $t_w - t_0$ — характеризуют масштаб изменения разности температур; d — диаметр

канала; a — коэффициент температуропроводности; d^2/a — характерное время распространения возмущения по радиусу трубы. Зная распределение температур по формуле (5), определим возникающие при этом мгновенные значения температурных напряжений:

$$\delta_{rr} = \frac{Ea}{2(1-\mu)} \left(1 - \frac{r_0^2}{r^2}\right) [\bar{t}(R, \tau) - \bar{t}(r, \tau)], \quad (13)$$

$$\delta_{yy} = \frac{Ea}{2(1-\mu)} \left[\left(1 + \frac{r_0^2}{r^2}\right) \bar{t}(R, \tau) + \left(1 - \frac{r_0^2}{r^2}\right) \bar{t}(r, \tau) - 2t(r, \tau) \right], \quad (14)$$

где через $\bar{t}(r, \tau) = \frac{2}{r^2 - r_0^2} \int x t(x, \tau) dx$;

E — модуль Юнга; μ — коэффициент Пуассона; a — коэффициент теплового расширения.

Для определения условий разрушения была использована теория прочности Ставрогина, согласно которой для каждого образца, используемого в эксперименте, строятся графики пределов прочности и пределов упругости в координатах $(\lg \tau_{\max}, c)$, где

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_{\max} - \sigma_{\min}}{2}, \quad c = \frac{\sigma_{\min}}{\sigma_{\max}}.$$

На опытной установке были исследованы шесть образцов при нагревании их на 200, 300, 500°C и подаче воды в шпур образца при условии создания ламинарного, переходного и турбулентного режима движения ($Re_1 = 1190$, $Re_2 = 7300$, $Re_3 = 17300$).

Результаты эксперимента представлены в виде графиков изменения температур воды на входе и выходе из образца, температуры на поверхности образца, а также изменения напряжений в течении опыта (рис. 2). Шлифы испытанных образцов были просмотрены под микроскопом МИН-4. В области шпура образца отмечена трещиноватость. Это позволяет предположить, что дальнейшие исследования в этом направлении позволят увеличить трещинообразование и добиться требуемого эффекта.

Л и т е р а т у р а

- Виленский В.Д. Общие закономерности стабилизации коэффициента теплоотдачи при течении жидкости в канале. — Теплофизика высоких температур, 1966а, т. 4, № 5.
- Виленский В.Д. Некоторые общие закономерности нестационарного теплообмена при ламинарном течении жидкости в каналах. — Теплофизика высоких температур, 1966б, т. 4, № 6.
- Кошкин В.К., Калинин Э.К., Дрейзер Г.А., Ярхо С.А. Нестационарный теплообмен. М.: Машиностроение, 1973.
- Мелан Э.Э., Паркус Г. Термоупругие напряжения, вызываемые стационарными польями. М.: Гос. изд-во физ.-мат. лит., 1958.
- Паркус Г. Неуставновившиеся температурные напряжения. М.: Гос. изд-во физ.-мат. лит., 1963.
- Термомеханические методы разрушения горных пород. Киев: Наукова думка, 1976.
- Шорин С.Н. Теплопередачи. М.: Высшая школа, 1964, 490 с.
- Шрестберг Л.А., Байдюк Б.В., Павлова Н.И. и др. Деформационные свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Недра, 1968. 102 с.

ТЕХНИКО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ЭФФЕКТИВНОСТЬ И ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ ТЕПЛОВЫХ РЕСУРСОВ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

При современном уровне развития техники одним из эффективных способов извлечения больших количеств глубинного тепла Земли могут стать системы с искусственной циркуляцией теплоносителя через подземные проницаемые слои — геотермические котлы. В качестве проницаемых слоев могут быть использованы природные коллекторы или искусственные зоны повышенной проницаемости.

Результаты проведенных исследований и проектных разработок показали, что экономическая эффективность геотермических котлов в основном определяется глубиной залегания коллектора и температурой пород на этой глубине.

В большинстве районов земного шара температура горных пород плавно возрастает с глубиной и этот рост характеризуется величиной геотермического градиента. В районах геотермических аномалий закон изменения температуры с глубиной отличается значительной сложностью и не может выражаться монотонной функцией. Принимаемый в этих случаях линейный закон с использованием усредненного по глубине градиента является определенной условностью и не отражает реального геотемпературного поля. Каждый из таких районов следует рассматривать отдельно.

Увеличение глубины заложения геотермических котлов, с одной стороны, проводит к повышению температуры теплоносителя, вследствие чего возрастает удельная выработка электроэнергии и, следовательно, уменьшается необходимое количество скважин, а с другой стороны, возрастают затраты на бурение скважин. Оптимальная глубина залегания коллектора может быть определена из технико-экономических расчетов. Задача в конечном итоге сводится к определению оптимальной температуры для данного геотермического градиента, при которой расчетные затраты на сооружение ГеоТЭС будут минимальными.

Под расчетными затратами понимают сумму приведенных к одному году эксплуатации капитальных вложений в станцию и другие объекты энергосистемы, связанные с ее работой, и годовых эксплуатационных расходов.

Полная стоимость строительства ГеоТЭС складывается из капиталовложений в скважины, энергетическое и вспомогательное оборудование, трубопроводы, в мероприятия, обеспечивающие повышение проницаемости призабойной зоны или создание искусственного коллектора.

Зависимость стоимости бурения скважины (в тыс. руб.) от глубины может быть выражена следующей формулой:

$$K_{\text{скв}} = A + BH^n, \quad (1)$$

где A , B и n — коэффициенты, зависящие от района, геологических усло-

вий, свойств пород и определяемые на основании данных о фактической стоимости скважин; H — глубина скважин, км.

Коэффициенты A , B и n были найдены на основании статистической обработки данных о фактической стоимости большого количества скважин на территории УССР и равняются:

1) для $1 < H < 2,5$ км

$A = 0$, $B = 130$, $n = 1$;

2) для $2,5 < H < 6$ км

$A = 0$, $B = 43,9$, $n = 2,17$.

Необходимое количество скважин для обеспечения работы ГеоТЭС заданной мощности определяется по формуле

$$n = \frac{N d_T}{G_3} \left(1 + \frac{n_H}{n_3} \right), \quad (2)$$

где N — мощность ГеоТЭС, МВт; d_T — удельный расход теплоносителя, т/МВт·ч (табл. 1); G_3 — дебит эксплуатационной скважины, т/ч; n_H/n_3 — отношение количества нагнетательных к количеству эксплуатационных скважин (в расчетах принято равным 1).

Затраты на обеспечение повышенной проницаемости в призабойной зоне зависят от способа проведения этих мероприятий, горно-геологических условий и общего числа скважин. Эти затраты для одной скважины с достаточной степенью точности могут быть приняты величиной постоянной.

Капиталовложения во вспомогательное оборудование, включающие в себя затраты на турбины, генераторы, систему охлаждения, электромеханическое и прочее вспомогательное оборудование, здания, сооружения, дороги можно определить по удельным капиталовложениям, принятым как некоторая часть затрат в обычную тепловую электростанцию той же мощности.

Большая протяженность трубопроводов является характерной особенностью ГеоТЭС, которая оказывает существенное влияние на технико-экономические показатели. Длина трубопроводов зависит от количества скважин, системы их расположения и компоновочной схемы станции.

С учетом изложенного выше суммарные капиталовложения (в тыс. руб.) можно выразить следующим образом:

$$K = 1,05 \frac{N d_T}{G_3} \left(1 + \frac{n_H}{n_3} \right) [A + BH^n] K_1 + C_{tp} R K_2 + K_0 + 1,05 K_3 K_4 K_y N, \quad (3)$$

где 1,05 — коэффициент, учитывающий "прочие" расходы; K_1 — коэффициент снижения капиталовложений, зависящий от требуемого количества скважин; C_{tp} — удельные капиталовложения в строительство километра трубопровода, тыс. руб./км; R — среднее расстояние между скважинами, км; K_2 — коэффициент пропорциональности, зависящий от схемы расположения скважин, компоновки энергогенерирующего оборудования, схемы трубопроводов; K_3 — коэффициент снижения затрат в энергогенерирующем и вспомогательном оборудовании, учитывающий отсутствие на ГеоТЭС котельных агрегатов, системы топливоприготовления дымоудаления и пр.; K_4 — коэффициент, учитывающий изменение сто-

Таблица 1

Величина удельного расхода теплоносителя разной температуры (схема двухступенчатого расширения)

Температура теплоносителя, °C	Удельный расход теплоносителя, т/МВт·ч	Температура теплоносителя, °C	Удельный расход теплоносителя, т/МВт·ч
140	78,0	240	31,0
160	61,0	260	27,5
180	50,5	280	25,0
200	42,5	300	23,0
220	36,0		

мости теплозергетического оборудования в зависимости от параметров теплоносителя; K_0 — затраты на создание зоны повышенной проницаемости на забое одной скважины, тыс. руб.; K_y — удельные капиталовложения в строительство тепловых топливных электростанций такой же мощности, как и ГеоТЭС, тыс. руб./МВт.

Коэффициент K_4 можно рассчитать по формуле

$$K_4 = K_N [41,4 + 5,75 (d_n V''_n)^{0,25} + 8,1 (d_n V''_n)^{0,5} + 3,93 d_n] \cdot 10^{-2}, \quad (4)$$

где K_N — коэффициент изменения стоимости энергетического оборудования, связанного с изменением мощности ГеоТЭС и мощности единичных агрегатов; d_n — удельный расход пара, т/МВт·ч; V''_n — удельный объем сухого насыщенного пара при давлении в первой ступени расширителя. В расчетах коэффициент K_4 принимался равным единице.

Эксплуатационные расходы включают амортизационные отчисления, заработную плату эксплуатационного персонала, расходы на текущий ремонт, подпитку теплоносителя и прочее.

Расходы на заработную плату обслуживающего персонала зависят от численности персонала, среднегодовой заработной платы.

Штатный коэффициент для ГеоТЭС может быть принят по данным для топливных ГРЭС соответствующей мощности.

Стоимость воды для подпитки циркуляционной системы теплоносителем составляет (в тыс. руб./год) :

$$\mathcal{E}_B = C_B K_{yt} d_{\tau} \tau N, \quad (5)$$

где C_B — тариф на воду, тыс. руб./т; K_{yt} — коэффициент утечек теплоносителя за пределы циркуляционной системы; τ — число часов работы ГеоТЭС в год, час/год.

Суммарные годовые эксплуатационные расходы можно выразить следующим образом (в тыс. руб./год) :

$$\mathcal{E} = 1,05 N \left\{ 1,25 \frac{d_{\tau}}{G_3} \left(1 + \frac{n_H}{n_3} \right) [a_{ckv} (A + BH^n) K_1 + a_{tp} C_{tp} R K_2] + 1,25 a_3 K_3 K_4 K_y + \Phi \mathcal{W} + C_B K_{yt} d_{\tau} \tau \right\}, \quad (6)$$

где 1,05 — коэффициент, учитывающий неучтенные расходы; 1,25 — коэффициент, учитывающий расходы на текущий ремонт; a_3, a_{ckv}, a_{tp} — нормы

Таблица 2

Значения нормативных коэффициентов и некоторых режимных параметров

Величина	Обозначение	Размерность	Величина
Средний дебит скважины	G_3	м/час	500
Средняя стоимость прокладки трубопроводов	$C_{тр}$	тыс. руб./км	70
Среднее расстояние между скважинами	R	км	1
Коэффициент пропорциональности	K_2		2
Коэффициент снижения затрат на энергогенерирующее и вспомогательное оборудование	K_3		0,5
Нормы амортизационных отчислений от капитальных вложений:			
на скважины	$a_{скв}$		0,077
на трубопроводы	$a_{тр}$		0,04
на энергетическое оборудование	a_3		0,08
Средняя заработка платы обслуживающего персонала	Φ	тыс. руб./год	2
Тариф на воду	C_B	тыс. руб./т	$0,6 \cdot 10^{-5}$
Число часов использования установленной мощности	T	час./год	7000
Коэффициент утечек теплоносителя	$K_{ут}$		0,1
Затраты на создание зоны повышенной проницаемости на забое одной скважины	K_0	тыс. руб.	20

мы амортизационных отчислений от затрат в скважины, трубопроводы и энергетическое оборудование; Ш — штатный коэффициент, чел./МВт; Ф — среднегодовая заработка платы с начислениями обслуживающего персонала, тыс. руб./чел. год.

В табл. 2 приведены значения нормативных коэффициентов и некоторых режимных параметров, входящих в формулы (4), (6).

Подставляя известные и принятые величины из табл. 2 в формулы (4) и (6), приняв линейный закон изменения температуры теплоносителя от глубины, получим зависимость для определения расчетных затрат (в тыс. руб./год):

при $1 < H < 2,5$ км

$$Z = [0,121 (\Gamma t_c) K_d T + 0,1191 K_y + 2,1 \text{Ш} + 0,1573 d_T] N, \quad (7)$$

при $2,5 < H < 6$ км

$$Z = [0,047 (\Gamma t_c)^{2,17} K_1 d_T + 0,1191 K_y + 2,1 \text{Ш} + 0,1573 d_T] N \quad (8)$$

где Γ — средняя по глубине геотермическая ступень, $^{\circ}\text{C}/\text{м}$; t_c — температура теплоносителя, $^{\circ}\text{C}$.

Вариантные расчеты по формулам (7) и (8) были выполнены для ГеоТЭС мощностью 60, 600 и 1200 МВт.

Результаты выполненных расчетов приведены на рис. 1—3. На графиках видно, что для различных геотермических условий существуют оптимальные значения температур используемого теплоносителя или глубины расположения геотермического котла.

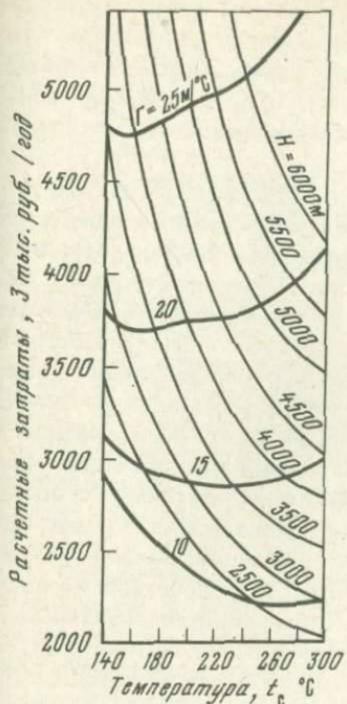


Рис. 1

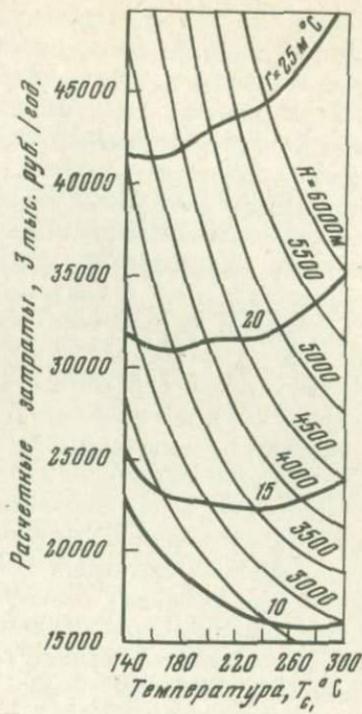


Рис. 2

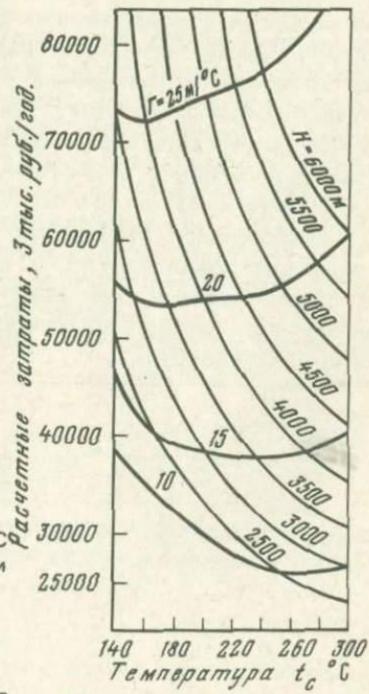


Рис. 3

Рис. 1. Зависимость расчетных затрат ГеоТЭС мощностью 60 МВт от геотермальной ступени (Γ) и глубины скважин (H)

Рис. 2. То же, для ГеоТЭС мощностью 600 МВт

Рис. 3. То же, для ГеоТЭС мощностью 1200 МВт

Оптимальные значения температуры теплоносителя имеют тенденцию к возрастанию при больших значениях геотермического градиента. В то же время абсолютное значение расчетных затрат уменьшается. Для геотермических мелких районов юга Европейской части СССР ($\Gamma = 0,025 \text{ км}^{\circ}\text{C}$) оптимальное значение температуры теплоносителя находится в области сравнительно низких ее значений ($140\text{--}160^{\circ}\text{C}$).

Анализ расчетных данных показывает, что в исследованном диапазоне значений геотермической ступени оптимальное значение температуры можно найти из условия $\Gamma t_c = \text{const}$, а оптимальные глубины залегания коллектора находятся в пределах $3,5\text{--}4,5$ км. Совершенствование технологии бурения и снижение относительной его стоимости, вероятно, окажет значительное влияние как на абсолютную величину расчетных затрат, так и на значение оптимальных температур теплоносителя. Следует отметить, что в выполненных расчетах не учитывалось влияние изменения температуры теплоносителя на изменение энергогенерирующего и вспомогательного оборудования. Снижение температуры вызывает увеличение размеров металлоемкости, а следовательно, и стоимости оборудования. Вследствие возрастания расхода теплоносителя растут расходы электроэнергии на собственные нужды электростанции, связанные с необходимостью перекачки большого количества теплоносителя и охлаждающей воды. Комплексное решение задачи оптимизации теплотехнического оборудования и подземного геотермического котла вызовет некоторое смещение оптимума температуры в область более высоких ее значений, особенно для условий с низким геотермическим градиентом.

В реальных условиях глубина расположения естественных коллекторов может не соответствовать найденному оптимуму. Однако каждая ГеоТЭС является элементом электrorэнергетической системы, а при более широком рассмотрении — элементом топливно-энергетического комплекса страны. Поэтому при оптимизации необходимо учитывать не только внутренние взаимосвязи, но и внешние, определяемые условиями ее сооружения и эксплуатации. Путем сравнения расчетных затрат на электростанциях различного типа можно найти диапазон глубин размещения геотермического котла, при каких ГеоТЭС будут экономически выгодны для энергетического хозяйства страны. Природные коллекторы, находящиеся в этом интервале глубин, могут использоваться для создания циркуляционных систем с большей или меньшей экономической эффективностью.

Е. И. Гольцова, И. Т. Аладьев

Энергетический институт им. Г. М. Кржижановского

Э. И. Богуславский

Ленинградский горный институт им. Г. В. Плеханова

К МЕТОДИКЕ ОЦЕНКИ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРОИЗВОДСТВА ЭЛЕКТРОЭНЕРГИИ НА ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ СТАНЦИЯХ

Освоение петротермических ресурсов связано с широким использованием геотехнологических систем извлечения тепла недр Земли для целей промышленного и коммунального теплоснабжения, а также для выработки электроэнергии в аномальных по геотермическим условиям районах (Парийский, Дядькин, 1973).

В настоящей статье предлагается методический подход к укрупненной предварительной оценке эффективности производства электроэнергии на базе извлечения тепла недр геотехнологическими системами. Суть его в том, что весь комплекс капитальных и эксплуатационных затрат на геотехнологические системы представляется в виде "топливной" составляющей в общей структуре приведенных затрат на выработку электроэнергии. Это позволяет на основе общего подхода (Арсеньев, 1968) реализовать графоаналитический метод определения эффективности выработки электроэнергии на ГеоТЭС. В качестве конкретного примера рассмотрены условия в районе промежуточного очага вулкана Авачи (в 6 км севернее вершины).

Приведенные затраты на извлечение тепла недр определены при оптимальном соотношении конструктивных и технологических параметров геотехнологической циркуляционной системы на основе экономико-математической модели ее функционирования (Богуславский, Парийский, Герасименко, 1975а). Исходные геотермические условия участка были приняты по материалам Института вулканологии ДВНЦ АН СССР и Камчатского территориального геологического управления.*

Капиталовложения на строительство системы складывались из затрат на: создание подземного комплекса (бурение и обустройство циркуляционных скважин и образование проницаемой зоны):

сооружение поверхностного комплекса, в частности внутреннего циркуляционного контура (теплообменники, насосная станция, очистные сооружения, внутренние теплотрассы и др.);

строительство коммуникаций (теплотрасса к потребителю, трубопроводы для обратной или запитывающей воды, ЛЭП, ЛЭС, подъездные пути и др.).

Последняя группа представляет сопряженные затраты и не учитывается при определении стоимостных показателей извлечения тепла недр, так как входит в комплекс затрат по электростанции.

* Были использованы материалы А.Б. Вайнблата для определения глубины залегания изотерм 100, 150, 200, 250°С на выбранном участке.

Основная доля капиталовложений определяется стоимостью проходки глубоких скважин большого диаметра. Средняя себестоимость (руб/м) 1 м скважины в зависимости от ее глубины (H , км), диаметра (d , мм), коэффициента, зависящего от категории буримости ($\psi = 1 \div 1,5$), и районного коэффициента удорожания сметной стоимости ($\varphi = 1 \div 5$) может быть определена (Богуславский, Парицкий и др., 1975б) по формуле:

$$C_{\text{скв}} = \varphi \psi d (0,06H^2 - 0,15H + 0,33). \quad (1)$$

Основную часть эксплуатационных затрат с учетом практической "бездюдности" добычи этого полезного ископаемого составляют амортизационные отчисления и расходы на электроэнергию. В соответствии с действующими амортизационными отчислениями от стоимости подземного комплекса приняты по сроку службы системы, а поверхностного с учетом остаточной стоимости. Затраты на электроэнергию определялись по величине падения напора при фильтрации теплоносителя через подземный тепловой котел и прокачку его по скважинам и внутренним теплотрассам.

Основные параметры геотехнологических систем теплопроизводительностью от 50 до 300 Гкал/ч приведены в таблице.

Основные параметры и показатели геотехнологических систем в районе промежуточного очага вулкана Авача

Температура воды на выходе, глубина заложения ПТК, расстояние между скважинами, максимальная ширина котла	Теплопроизводительность, Гкал/ч	Количество скважин	Объем котла, млн. м ³
100°С	50	5	217
1 км	100	8	380
624 м	200	14	706
332 м	300	20	1032
150°	50	3	105
1,5 км	100	4	157
672 м	200	7	315
347 м	300	10	472
200°	50	3	98
1,9 км	100	4	128
630 м	200	6	214
320 м	300	8	299
250°С	50	2	36
3,0 км	100	3	73
684 м	200	5	146
330 м	300	7	218

Приведенные затраты на производство электроэнергии с использованием "топливной" составляющей, представленной затратами на извлечение тепла недр, принимают (Арсеньев, 1968) следующий вид (в коп./кВт·ч):

$$Z_{\text{geo}} = Z_T + Z_K + Z_{\vartheta},$$

где $Z_T = 8,6 \cdot 10^{-2} C_T / \eta_{\text{ст}}^H -$ "топливная" составляющая коп./кВт·ч;

C_t – приведенные затраты на извлечение тепла недр, руб./Гкал;
 η_{ct}^H – КПД нетто станции; $Z_k \equiv 3,2 \cdot 10^{-3} \cdot q_k$ – капитальная составляющая, коп./кВт·ч; q_k – удельные капиталовложения в ГеоТЭС, руб./кВт; $3,2 \cdot 10^{-3}$ – коэффициент, полученный с учетом срока использования установленной мощности 7000 ч год, коэффициента приведения капиталовложений 0,15, коэффициента амортизационных отчислений 0,077; Z_e – эксплуатационная составляющая, коп./кВт·ч, принята в размере 10% от первых двух.

Итоговое расчетное выражение

$$Z_{geo} = \frac{1}{0,9} \left(8,6 \cdot 10^{-2} \frac{C_t}{\eta_{ct}^H} + 3,2 \cdot 10^{-3} q_k \right), \quad (2)$$

позволяет укрупненно определять приведенные затраты на выработку электроэнергии ГеоТЭС в коп./кВт·ч в любом районе территории СССР.

Полученные значения Z_{geo} сопоставляются с альтернативными затратами для тепловых $Z_{tэс}$ и атомных $Z_{aэс}$ электростанций. По условиям предельного анализа

$$Z_{geo} \leq Z_{tэс}, \quad Z_{geo} \leq Z_{aэс}$$

графическим методом можно найти граничные значения температуры извлекаемого теплоносителя t_{gv} , определяемые равенством приведенных затрат на сравниваемых станциях. Выше этого уровня ГеоТЭС становится конкурентоспособной и будет работать с экономическим эффектом.

Проиллюстрируем эту методику на примере выбранного участка в районе г. Петропавловска-Камчатского. Для расчетов была принята двухконтурная схема ГеоТЭС мощностью 200 МВт на насыщенном водяном паре (рис. 1). Независимым параметром принята температура воды на выходе из системы t_{gv} , которая изменялась от 150 до 250°С. Конечная температура цикла (температура конденсации) t_2 принята равной 27°С (300 К).

Входящие в формулу (2) величины определялись следующим образом. Значения C_t брались по таблице как функция t_{gv} для максимальной теплопроизводительности отдельной циркуляционной системы (300 Гкал/ч) и приведены на рис. 2.

КПД – нетто станции

$$\eta_{ct}^H = \eta_t \eta_{oi} \eta_M \eta_r \eta_{tp} \eta_{ch} = 0,715 \eta_t \quad (3)$$

при принятых (Геотермальная энергия, 1975) $\eta_{oi} = 0,79$ – относительный внутренний КПД турбины для насыщенного пара; $\eta_M = 0,98$ – механический КПД турбины; $\eta_r = 0,975$ – КПД генератора; $\eta_{tp} = 0,98$ – КПД транспортировки тепла; $\eta_{ch} = 0,96$ – КПД расхода на собственные нужды.

Термический КПД цикла насыщенного пара определялся по формуле:

$$\eta_t' = \frac{\eta_t + z^m \eta_k}{1 + z^m} \quad , \quad (4)$$

где $\eta_t' = \frac{T_1 - T_2}{T_1 + T_2}$ – термический КПД цикла при нулевом паросодержа-

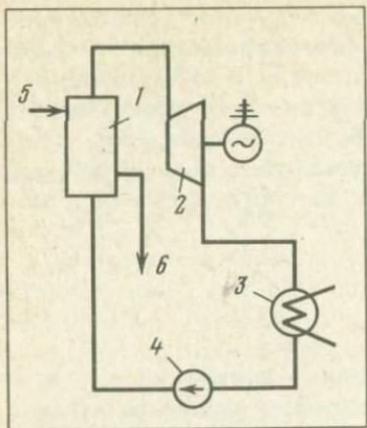


Рис. 1. Схема двухконтурной геотермальной электростанции

1 – Нагреватель; 2 – турбина; 3 – конденсатор; 4 – насос;
5 – вход горячей воды; 6 – выход горячей воды

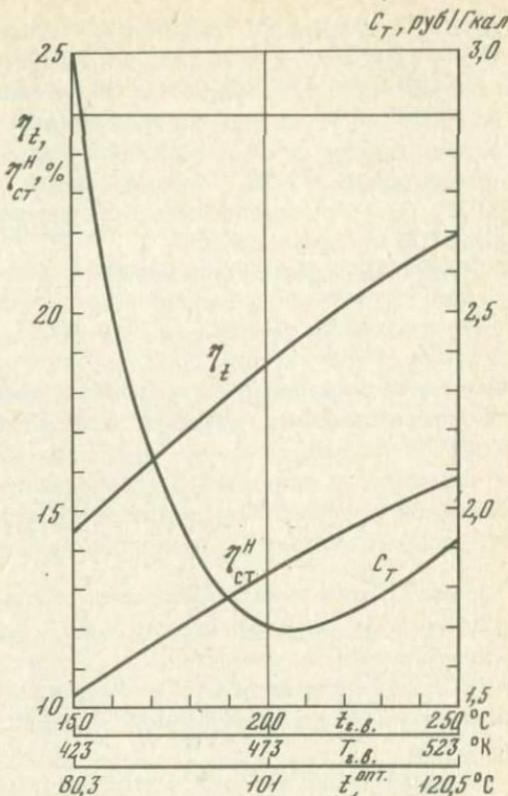


Рис. 2. КПД ГеоТЭС в зависимости от температуры горячей воды

НИИ; $\eta_K = \frac{T_1 - T_2}{T_1}$ – КПД цикла Карно в интервале температур T_1 и

T_2 ; $Z^m = \frac{r_1}{C_p(T_1 - T_2)}$ – отношение тепла, подводимого на испарение, к теплу нагрева жидкости.

Средняя температура подвода тепла в термодинамическом цикле является величиной оптимизируемой и определяется как (Андрющенко и др., 1974)

$$T_1^{\text{опт.}} = \sqrt{T_1 T_2}, \text{ К,} \quad (5)$$

с учетом температурного напора в нагревателе, принятом равным 70°C.

Результаты расчетов представлены на рис. 2 и 4 в виде графиков зависимости приведенных затрат и экономического эффекта от температуры теплоносителя. Как видно на рис. 3, предельные значения температуры горячей воды $t_{\text{гв}}^{\text{пр}} = 154^\circ\text{C}$ (относительно АЭС) и $t_{\text{гв}}^{\text{пр}} = 148^\circ\text{C}$.

Когда $t_{\text{гв}}^{\text{пр}}$ выше этих значений, ГеоТЭС будет работать с экономией. Экономическая эффективность (в руб./год) может быть определена по формуле:

$$\mathcal{E} = \Delta Z N \cdot 7000 \cdot 10^{-2}, \quad (6)$$

где (в коп./кВт·ч).

$$\Delta Z = Z_{\text{тэс (азс)}} - Z_{\text{гео}},$$

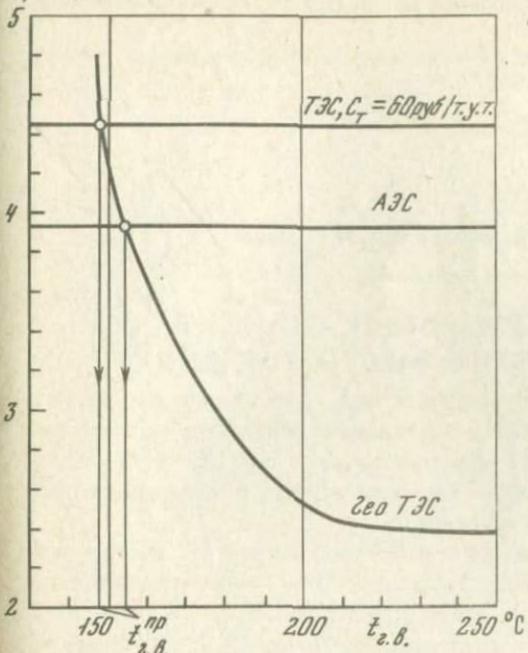
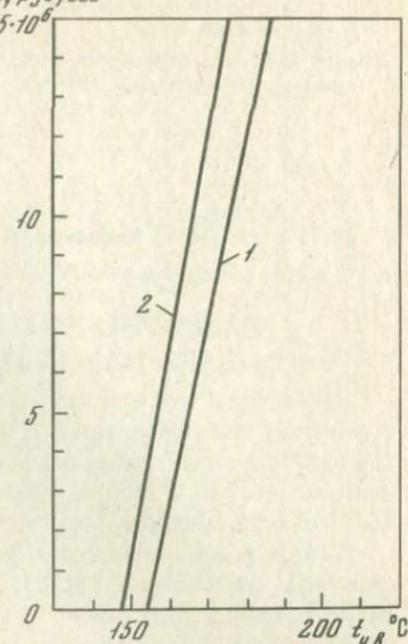
$\bar{z}, \text{коп} / \text{кВт}\cdot\text{ч}$  $\bar{z}, \text{руб}/\text{год}$ 

Рис. 3. Приведенные затраты и предельные значения извлекаемого теплоносителя $t_{g.v.}^{pr}$ для ГеоТЭС 200 Мвт на Камчатке

Рис. 4. Экономическая эффективность ГеоТЭС 200 Мвт по сравнению с АЭС (1) и ТЭС при затратах на топливо 60 руб/т.у.т. (2)

$$Z_{TЭС} = \frac{1}{0,9} \left(1,23 \cdot 10^{-2} \frac{C_{T.y.t.}}{\eta_{CT}^H} + 3,2 \cdot 10^{-3} q_K \right), \quad (7)$$

$$Z_{AЭС} = 0,7 \cdot 3,2 \cdot 10^{-3} q_K. \quad (8)$$

Как видно на рис. 4, экономический эффект строительства и эксплуатации ГеоТЭС мощностью 200Мвт на Камчатке при температуре воды 170–180° С может составить около 10–15 млн. руб./год.

Л и т е р а т у р а

Андрющенко А.И. и др. Оптимизация тепловых циклов и процессов ТЭС. М.: Высшая школа, 1974.

Арсеньев Ю.Д. Теория подобия в инженерных экономических расчетах. М.: Высшая школа, 1968.

Богуславский Э.И., Парицкий Ю.М., Герасименко Г.Н. Оптимизация параметров опытно-промышленной циркуляционной системы глубинного тепла Земли на основе ее экономико-математической модели: Физические процессы горного производства. Вып. 1. Л., 1975а.

Богуславский Э.И., Парицкий Ю.М. и др. Перспективы применения реактивно-турбинного бурения в системах извлечения геотермических ресурсов. — Труды ВНИИБТ, 1975б.

Геотермальная энергия. М.: Мир, 1975.

Парицкий Ю.М., Дядькин Ю.Д. Энергетические аспекты использования недр. — В

- кн.: Социально-экономические проблемы рационального использования недр.
Л.: Изд-во ЛГИ, 1973.
- Шапиро И.С. Сметный справочник по тепломеханическому оборудованию электрических станций. Л.: Энергия, 1968.

К. И. Мальцева, В. А. Ямпольский, В. Н. Попов

Камчатское промысловое управление по использованию глубинного тепла Земли

РАЗВИТИЕ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ СТАНЦИЙ НА БАЗЕ ПАУЖЕТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Паужетское месторождение перегретых вод, расположенное на юге Камчатки, эксплуатируется с 1966 г. Основным потребителем пара является Паужетская геотермальная электростанция (ГеоТЭС) установленной мощностью 5 Мвт, снабжающая электроэнергией близлежащие промышленные предприятия и жилые поселки.

В связи с возрастающим потреблением электроэнергии и с учетом перспективы расширения ГеоТЭС до 23 Мвт с 1969 г. на месторождении были возобновлены разведочные работы как на разведенной ранее площади, так и на прилегающих юго-восточных флангах. За 7 лет на месторождении пробурено 28 скважин глубиной от 261 до 1203 м.

Паужетское месторождение расположено на северо-западном склоне Камбального хребта и прилегающей части долин рек Паужетки и Правой Паужетки. Оно состоит из трех участков: Центрального, Западного и Эксплуатационного (рисунок).

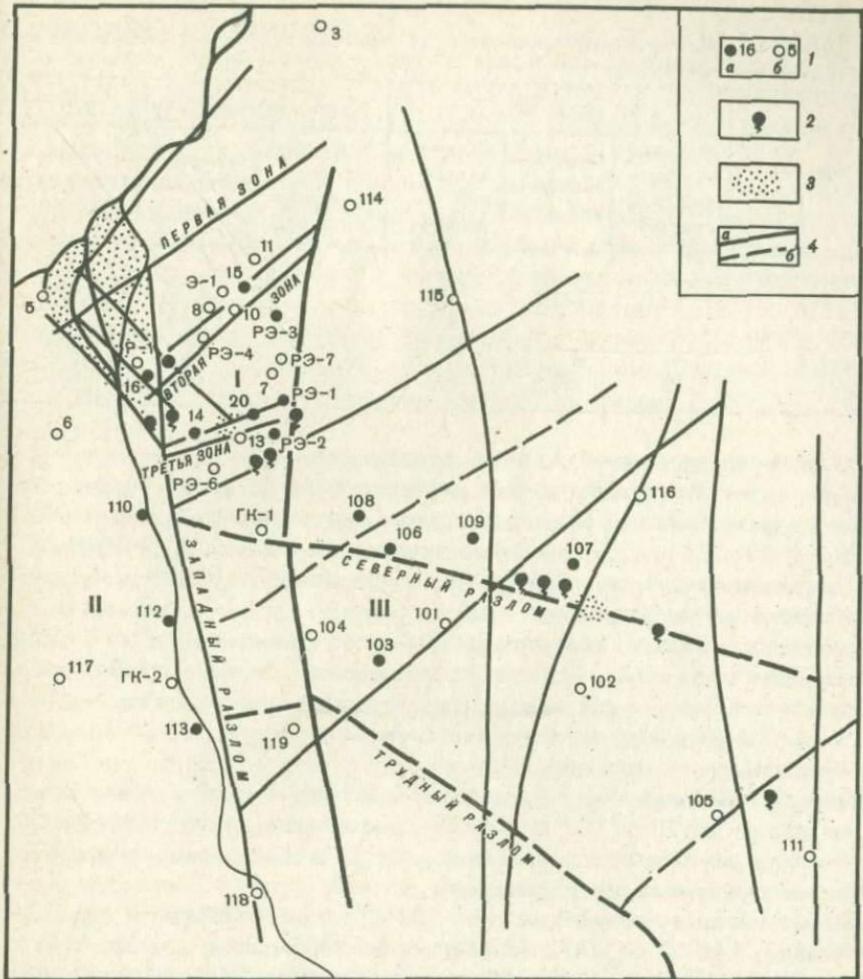
Разведенная площадь месторождения сложена вулканогенно-осадочными отложениями палеоген-неогенового и четвертичного возраста, перекрытыми средне-верхнечетвертичными эффиузивами. В гидрогеологическом отношении среди них выделяются относительно водоупорные и водопроницаемые отложения. Основным коллектором перегретых вод являются отложения паужетской свиты и алнейской серии. Отмечаются водопритоки и в породах анавгайской серии. Наличие верхнего водоупора, представленного алевропелитовыми туфами и туффитами верхнепаужетской подсвиты, обеспечивает значительные напоры подземных вод и их теплоизоляцию*.

Циркуляция подземных вод на месторождении носит преимущественно трещинно-пластовый характер, а при вскрытии крупных обводненных зон можно установить трещинно-жильную циркуляцию.

На площади месторождения широко развиты многочисленные нарушения субмеридионального, северо-восточного и субширотного простирания, играющие существенную роль в циркуляции подземных вод.

В гидрогеологическом отношении Паужетское месторождение приурочено к субархезианскому склону Камбального хребта. Общий уклон потока подземных вод с юго-востока на северо-запад: с северных отрогов

* Паужетские горячие воды на Камчатке (М.: Наука, 1965. 208 с.).



Паужетское месторождение перегретых вод

1 — Скважина и ее номер: а — наблюдательная, б — опытная; 2 — термальные источники; 3 — термальные площадки; 4 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; участки:

I — Эксплуатационный; II — Западный; III — Центральный

Камбалного хребта в долину р. Паужетки к зоне естественной (а в настоящее время и искусственной) разгрузки термальных вод. В долине р. Паужетка направление потока изменяется на северо-восточное.

Высокие отметки пьезометрической поверхности отмечаются на площади водораздела ручьев Трудный и Быстрый и на юго-восточной окраине месторождений (скв. 111—164 м.).

В северо-западной части месторождения в процессе эксплуатации сформировалась довольно глубокая депрессионная воронка, где величина понижения уровня в наблюдательных скважинах составляет 20—40 м.

Дебиты скважин варьируют в широких пределах: от единиц до 50 при среднем 22 кг/с.

Таблица 1

Результаты опытно-эксплуатационного и кустового опытного выпуска на
Паужетском месторождении

Участок	ОЭВ 1973–1974 гг.			Кустовой выпуск 1975–1976 гг.		
	Количество опытных скважин, шт.	Суммарный расход, кг/с	Средняя энталпия, ккал/кг	Количество опытных скважин, шт.	Суммарный расход, кг/с	Средняя энталпия, ккал/кг
Эксплуатационный	13	175,8	175	7	122,6	181
Центральный	—	—	—	5	138,7	196
Западный	—	—	—	3	73,9	190
Всего	13	175,8	175	15	335,2	190

Из всех продуктивных скважин проводились опытные выпуски при трех–пяти значениях избыточного давления пара на устье. Кроме того, большая часть скважин участвовала в опытно-эксплуатационном (1962–1963 и 1973–1974 гг.) и кустовом опытном выпуске (1975–1976 гг.). Для сравнения результаты опытно-эксплуатационного (ОЭВ) и кустового опытного выпусков сведены в табл. 1.

В процессе проведения кустового опытного выпуска установлена гидравлическая связь между условно выделенными Центральным, Западным и Эксплуатационным участками. Взаимодействие между скважинами и участками определено по величине снижения уровня термальных вод в наблюдательных скважинах.

Температура подземных вод на месторождении изменяется с севера на юго-восток от 70 до 210° С. Максимальные температуры (180–210° С) отмечены в интервале обводненных пород в скважинах центральной и юго-восточной части месторождения.

Самые низкие температуры (74–103° С) зафиксированы в северных скважинах (скв. 3 и 114). На востоке месторождения температуры не превышают 170° С (скв. 115, 116), на крайнем юге – 160° С (скв. 118). На западе температура изменяется от 153 до 185° С с севера на юг (скв. 5, 6, 117). Таким образом, изотермическая поверхность на месторождении имеет форму купола с тремя вершинами в пределах центральных частей выделенных участков. С удалением от них изотермы погружаются на глубину. В северо-западном направлении отмечается подворот изотерм, что указывает на близкое к горизонтальному направление потока термальных вод.

Недостаточно выясненными остались геотермические условия юго-восточной части месторождения. Здесь на фоне общего погружения изотерм на глубину в верхних частях разреза в скв. 111 зафиксирована максимальная температура 210° С на глубине 650 м.

Отмечается приуроченность вершин термокупола к тектоническим нарушениям: Северному, Западному, третьей зоне нарушений и разлому по руч. Быстрый.

Основными компонентами химического состава подземных вод являются хлор и натрий, содержание которых достигает величин 1600–1890

и 910–1100 мг/л соответственно. Химизм гидротерм тесно связан с их температурой: содержания Cl^- , Na^+ , K^+ , Li^+ , CO_2 св., борной и кремниевой кислоты, общей минерализации возрастают с увеличением температуры. Содержание сульфатов в водах подчиняется обратной зависимости. Первоначально (в 1962–1964 гг.) высокое содержание SO_4^{2-} отмечалось только в водах из отложений анавгайской серии (до 393 мг/л). В водах паужетских отложений оно не превышало 90 мг/л. В процессе эксплуатации содержание сульфатов увеличилось в водах северного куста скважин до 260–336 мг/л при одновременном снижении энталпии смеси. Это связано, по-видимому, с поступлением вод из зоны затрудненного водообмена. В период кустового опытного выпуска в 1975–1976 гг. отмечено некоторое увеличение содержания сульфатов в скв. РЭ-1 (до 135 мг/л) и 113 (до 100 мг/л). В скв. 113 увеличение содержания сульфатов происходит при снижении энталпии смеси с 206 до 196–198 ккал/кг.

Отмечается снижение содержания основных компонентов химического состава вод, кроме SO_4^{2-} , с юго-востока к западу и затем к северу, т.е. с повторением характера изотермической поверхности на месторождении.

Анализ гидродинамических, геотермических и гидрохимических материалов позволяет высказать следующие представления о месторождении.

Разведанная площадь состоит из трех участков. Центральный представляет собой самую большую термоаномалию, наиболее водообильен и структурно приурочен к северному нарушению (или зоне нарушений) и к площади южнее его до нарушения Трудное. Здесь вскрыты наименее разбавленные гидротермы, имеющие энталпию смеси не ниже 190 ккал/кг. Содержание основных компонентов в водах скважин в пределах участка максимально (Cl^- – до 1892, Na^+ – до 1096, K^+ – до 110, Li^+ – до 10, борной кислоты – до 200 мг/л).

Термоаномалия участка Западный связана с Западным разломом. Воды, вскрытые на этом участке, дают несколько меньшую энталпию смеси (от 177 до 198 ккал/кг), высокие содержания основных компонентов в водах (Cl^- – до 1770, Na^+ – до 1015, K^+ – до 100, Li^+ – 10, борной кислоты – до 182 мг/л). Участок характеризуется высокой обводненностью пород (средний расход скважины 24,6 кг/с).

Наиболее изученный и, как оказалось, самый низкотемпературный участок Эксплуатационный является третьей тепловой аномалией, связанной с несколькими зонами нарушений. Вторая зона нарушений на участке является экраном, а центр тепловой аномалии приурочен к сочленению третьей зоны нарушений с разломом по руч. Быстрый. Эти нарушения в гидродинамике месторождения играют двойственную роль. Приуроченность к ним высокодебитных скважин позволяет считать их дренами для перегретых вод и пара. Однако сравнительно резкие изменения температур, химического состава вод за пределами нарушений (в направлении движения потока подземных вод) приводят к мысли об их экранирующей роли. Это замечание относится ко второй зоне нарушений, нарушению по руч. Быстрый, разломам Северный и Западный.

На данном этапе разведки месторождения его гидродинамика представляется нам в следующем виде.

Таблица 2

Перспективы получения запасов пара и пароводяной смеси в Паужетском геотермальном районе

Месторождение	Ожидаемое состояние запасов, кг/с		
	1976 г.	1980 г.	1985 г.
Паужетское	335	520	520
Кошелевское	—	—	430
Всего	335	520	950

По нарушению Северному (или зоне нарушений) перегретые воды поступают из глубоких горизонтов к поверхности. По трещиноватым отложениям паужетской свиты воды растекаются преимущественно в северо-западном направлении. Достигнув разлома Западный, по которому также происходит поступление перегретых вод с больших глубин, но в меньших масштабах, гидротермы устремляются к северу, вдаваясь в долину р. Паужетки небольшим клином вдоль руч. Быстрый, где также имеется незначительное поступление с глубины перегретых вод. Дальнейшему продвижению гидротерм в северном направлении препятствует вторая зона нарушений. До эксплуатации месторождения перегретые воды по диагональной зоне нарушений, идущей от скв. 14 на скв. 16, РЭ-1,5, разгружались в северо-восточном направлении за пределы месторождения. Эксплуатация привела к сокращению растека перегретых вод в этом направлении, о чем свидетельствует снижение энталпии смеси в скв. 16 (со 180–190 до 140–150 ккал/кг) и затухание деятельности мелких источников в долине р. Паужетки.

Открытая юго-восточная граница месторождения свидетельствует о том, что разведенная площадь является северо-западной частью Паужетской гидротермальной системы и состоит из трех гидравлически связанных структурно ограниченных тепловых и гидродинамических аномалий, в которых напоры, температуры и химизм подземных вод в значительной степени определяются глубинной составляющей, поступающей по отдельным наиболее глубоко заложенным тектоническим нарушениям.

Перспектива увеличения мощности Паужетской геотермальной электростанции предусматривается в два этапа. Первый этап включает в себя расширение ГеоТЭС до 11 Мвт. В этом случае для выработки электроэнергии будет использоваться только пар. Второй этап предусматривает расширение электростанции до 17–20 (паровой вариант) или до 23–26 Мвт (с учетом использования горячей воды) (табл. 2).

При расширении мощности Паужетской ГеоТЭС до 11 Мвт поселок Озерновский будет переведен на электроотопление. Последующее увеличение мощности электростанции и строительство Кошелевской ГеоТЭС позволит в значительной мере удовлетворить электроэнергией юго-западную часть Камчатки.

В. Я. Вороновицкий

Институт технической теплофизики АН УССР.

М. И. Горохов

Режимно-эксплуатационный участок Камчатскэнерго

ПРИМЕНЕНИЕ НИЗКОКИПЯЩИХ РАБОЧИХ ТЕЛ ДЛЯ ИНТЕНСИФИКАЦИИ ВОДООТБОРА ИЗ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ СКВАЖИН

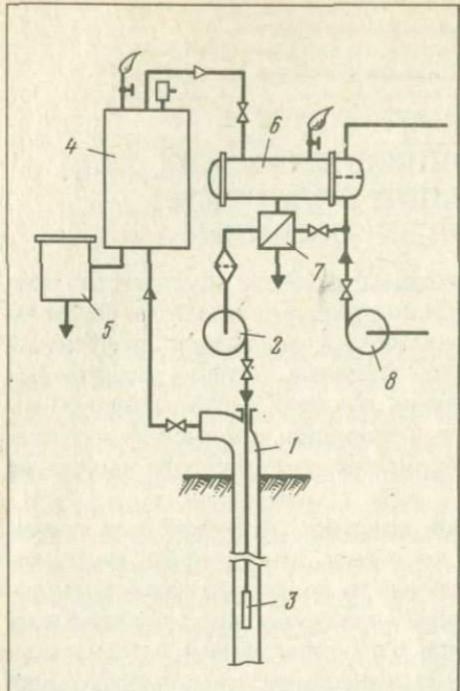
Высокая стоимость геолого-разведочных работ и обустройства про-
мысла на месторождениях термальных вод требует разработки специаль-
ных методов повышения дебита скважин. В некоторых зарубежных
странах для этой цели применяются глубинные насосы, рассчитанные
на перекачку горячей воды. Применение для этих целей эрлифтной от-
качки нецелесообразно из-за резкого увеличения химической агрессив-
ности термальных вод в присутствии кислорода и быстрого выхода из
строя обсадных колонн.

Одним из методов интенсификации водооборота может быть приме-
нение низкокипящих рабочих тел, инертных относительно материала
обсадных колонн. Этот метод, основанный на принципе газлифта, заклю-
чается в подаче на определенную глубину скважины низкокипящей жид-
кости, которая испаряется при контактном теплообмене с термальной
водой. Пар низкокипящей жидкости становится рабочим "теплом" про-
цесса газлифта. Далее производится разделение газоводяной смеси: тер-
мальная вода направляется потребителю, а газ конденсируется и вновь
подается в скважину. На рисунке представлена схема установки, с по-
мощью которой в 1975–1976 гг. проводились опытные откачки на
одной из скважин Паратунского месторождения (Камчатка). Низкоки-
пящая жидкость подавалась в скважину (1) насосом (2) по опускной
трубе со смесителем (3). Газоводяная смесь из скважины поступала в сепаратор (4), снабженный автоматическим поплавковым регулятором
уровня (5). Отделенный в сепараторе газ направлялся в конденсатор
(6), далее в переохладитель (7), откуда насосом (2) вновь подавался
в скважину. Охлаждающаяся вода подавалась в конденсатор насосом
(8).

Таким образом, в этой установке был осуществлен термодинамиче-
ский цикл превращения части тепла термальной воды (передаваемого
низкокипящему рабочему телу – НРТ) в работу его изотермическо-
го расширения, расходуемую на подъем воды. Особенностью этого тер-
модинамического цикла является небольшой расход энергии на сжатие
НРТ, поскольку повышение его давления большей частью происходит
в опускной трубе под влиянием веса собственного гидростатического
столба. Термодинамический эффект цикла определяется в основном
температурами нагрева и конденсации НРТ, его теплофизическими и
термодинамическими свойствами.

Опытные откачки, проведенные на экспериментальной установке,
подтвердили высокую эффективность процесса водоотбора из геотер-
мальных скважин методом низкокипящего газлифта. При опытных

Схема опытно-промышленной установки для интенсификации водоотбора из геотермальных скважин



нескольких уравнений (1-го закона термодинамики, состояния и движения) и некоторых экспериментальных зависимостей.

Уравнения энергии (1-го закона термодинамики) различных компонентов газоводяного потока записываются отдельно для двух участков ствола скважины — участка теплообмена между водой и НРТ и участка изотермического расширения газовой фазы потока. Такое уравнение для единицы массы среды, движущейся в поле сил тяготения, имеет вид

$$dq = dU + dw^2/2 + gdZ + \delta l, \quad (1)$$

где δq — тепло, переданное или сообщенное системе; dU — приращение внутренней энергии системы; $dw^2/2$ — приращение кинетической энергии системы; gdZ — приращение потенциальной энергии системы; δl — работа, переданная или воспринятая системой.

При изотермическом течении ($dU = 0$) без теплообмена с окружающей средой ($\delta q = 0$) в канале постоянного сечения ($dw = 0$) движение воды в скважине происходит за счет работы пласта:

$$gdZ + \delta l_{\text{пл}} = 0. \quad (2)$$

При поступлении НРТ в скважину на участке теплообмена между термальной водой и НРТ уравнения энергии имеют вид

$$\left. \begin{aligned} \text{для воды} & -\delta q = -dh' + dw^2/2 + gdZ - \delta l_{\text{пл}} - \delta l_{\text{г}} \\ \text{для НРТ} & \delta q = d(h'' + dw'^2/2 + gdZ) + \delta l_{\text{г}} \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

где δq — тепло, переданное единицей массы воды и воспринятое a кг

откачках опробовано основное оборудование установки и определены направления совершенствования ее схемы — в принципе подобная установка может быть совершенно автономна, т.е. независима от источников электроэнергии и охлаждающей воды. Кроме того, данные опытных откачек позволяют обосновать расчетные зависимости процесса низкокипящего газлифта.

Приближенный расчетный анализ процесса газлифта, т.е. определение оптимального состава смеси и зависимостей между параметрами ее компонентов при движении в скважине, может быть осуществлен при помощи

НРТ; dh' , dh'' — изменение энталпии воды и НРТ; w' , w'' — скорости жидкой и газообразной фаз смеси, м/с; α — отношение массовых расходов НРТ и воды; δl_r — работа политропического расширения α кг газа на участке теплообмена.

На участке установившегося течения двухфазной смеси уравнения энергии

$$\left. \begin{array}{l} \text{для воды} - \delta q' = -dh' + gdZ - \delta l_{\text{пл}}' - \delta l_r' , \\ \text{для НРТ} \quad \delta q = \alpha \left(\frac{dw''^2}{2} + gdZ \right) + \delta l_r , \end{array} \right\} \quad (4)$$

где δq — тепло, переданное водой и воспринятое НРТ на участке установившегося движения; $\delta l_r'$ — работа, переданная НРТ и воспринята водой на том же участке.

Уравнения 1-го закона термодинамики позволяют количественно оценить работу изотермического расширения НРТ, выражаемую следующей зависимостью:

$$l_r' = R'' T_{\text{см}} \ln \frac{V_2''}{V_1''} = R'' T_{\text{см}} \ln \frac{P_1''}{P_2''}, \quad (5)$$

где $T_{\text{см}}$ — абсолютная температура газоводяной смеси; R'' — газовая постоянная НРТ, кг·м/кг в К; V_1'', V_2'' — удельные объемы газа в начале и конце процесса расширения газа, м³/кг; P_1'', P_2'' — давления смеси в начале и конце процесса расширения газа, кг/м².

Уравнение одномерного движения двухфазной жидкости в круглой вертикальной трубе имеет вид (Исследование..., 1973)

$$\frac{dP}{dx} = \frac{4\tau}{d} + g [\rho'(1-\varphi) + \rho''\varphi] + \left\{ \frac{\rho''}{2\varphi} \frac{dw''}{dx} + \left[\frac{\rho'w_0''^2}{(1-\varphi)^2} + \frac{\rho''w_0''^2}{\varphi^2} \right] \frac{d\varphi}{dx} \right\}, \quad (6)$$

где dP/dx — градиент давления; τ — касательное напряжение; d — диаметр трубы; ρ' , ρ'' — плотность ТВ и газообразного НРТ; φ — истинное газосодержание; w_0' , w_0'' — приведенные скорости жидкости и газа.

Последний член уравнения показывает потери давления на ускорение. Для потока смеси с низким газосодержанием при пузырчатом и снарядном режимах течения потерями давления на ускорение из-за малости влияния можно пренебречь (Шваб, 1952).

Вопросам экспериментального определения φ и τ посвящен ряд работ. Опытные данные по снарядному режиму течения хорошо обобщаются формулой типа формулы Арманда—Невструевой (1950)

$$\tau/\tau_0 = (1-\varphi)^{-n}, \quad (7)$$

где показатель n лежит в пределах 1,53—1,75 (Исследование..., 1973); τ_0 — трение в трубе при течении в ней жидкой фазы со скоростью $-w_0'$.

Истинное газосодержание может быть определено формулой Арманд (Арманд, Невструева, 1950)

$$\varphi = 0,833\beta, \quad (8)$$

где β — объемное газосодержание.

В уравнении (6) переменными величинами являются ρ'' и φ . Эти величины зависят от искомого давления, поэтому интегрирование этого выражения представляет определенные трудности. В пределах небольших значений участков скважины Δx_i можно перейти с учетом упрощений от дифференциалов к конечным разностям

$$\Delta P_i = \frac{4\tau}{d} \Delta x_i + g \Delta x_i [\rho'(1 - \varphi) + \rho''\varphi] \quad (9)$$

или, подставив значения τ и φ из уравнений (7) и (8), имеем

$$\Delta P_i = \Delta x_i \left\{ \frac{4\tau_0 (1 - 0,833\beta)^{-n}}{d} + g [\rho'(1 - 0,833\beta) + \rho''0,833\beta] \right\}. \quad (10)$$

Считая ρ и φ на участке Δx_i постоянными, изменение давления газожидкостной смеси по стволу скважины можно выразить следующей зависимостью:

$$P_n = P_y + \sum_{j=1}^{i=n} \Delta P_j, \quad (11)$$

P_y — давление на устье скважины, заданное по технологическим условиям.

Методика определения давления на любом i участке подъемной трубы скважины состоит в том, что к устьевому давлению P_y прибавляется сумма падений давления на всех $i-1$ предыдущих участках. Сумма i участков определяет глубину вскипания НРТ, а в случае пренебрежения длиной участка, на котором происходит теплообмен между ТВ и жидким НРТ — глубину погружения распылителя опускной трубы H . Максимальная глубина погружения H_{\max} определится из условий, $P_n = P_s$, где P_s — давление насыщения НРТ при температуре $T_{\text{см}}$.

Расчетный анализ и результаты опытных откачек показали, что в зависимости от глубины погружения, расхода рабочего тела, давления на устье скважины, конструкции скважины, гидрогеологических и геотермических условий дебит самоизливающихся скважин может быть увеличен в 1,5–2,5 раза. Это позволяет предполагать возможность широкого применения установок низкокипящего газлифта в практике гидрогеологических исследований и эксплуатации месторождений термальных вод.

Эффективность применения описываемого метода увеличения водоотбора из геотермальных скважин в основном определяется оптимальной глубиной погружения опускной трубы. Эта величина однозначно связана с температурой и давлением термальной воды, т.е. условиями, при которых возможно испарение НРТ, а значит, и начало процесса газлифта. Очевидно, что чем выше температура термальной воды и больше глубина погружения, тем более эффективно может быть применен метод низкокипящего газлифта. Верхняя предельная температура определяется технологическими условиями — возможностью разделения газообразного бутана и термальной воды в сепараторе. Эти условия будут выполняться при $T_{\text{см}} < T'_s$, где T'_s — температура насыщения воды при давлении на устье. Нижняя предельная температура определяется экономическими

условиями целесообразности применения низкокипящего газлифта для откачки с учетом, что его эффективность снижается при уменьшении термальной воды.

Установка, позволяющая значительно повысить дебит геотермальных скважин, может быть использована в следующих целях.

1. Интенсификация водоотбора скважин при групповых кустовых и одиночных выпусках для оценки запасов месторождений термальных вод с температурой выше 50–60°C.

Использование такой установки в практике гидрогеологических работ позволит сократить сроки их проведения, объем буровых работ и капитальныхложений в обустройство месторождения.

2. Вследствие неравномерного потребления ТВ в течение суток и года интенсивная откачка возможно несколько увеличит эксплуатационные запасы месторождения за счет более глубокого срабатывания динамического уровня.

Л и т е р а т у р а

Арманд А.А., Невструева Е.И. Исследование механизма движения двухфазной смеси в вертикальной трубе. — Изв. ВТИ, 1950, № 2.

Исследование турбулентных течений двухфазных сред. Новосибирск, 1973.

Шваб В.А. К теории газлифта. — Изв. Томск. ордена Ленина политехн. ин-та, 1952, т. 69.

М. А. Маркман, В. М. Ржевский, Н. В. Коломеец, В. Т. Каменский

ВНИИГТ

Г. А. Карпов

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

АНАЛИЗ ПРИМЕНЕНИЯ ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ГЕНЕРАТОРОВ НА ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКАХ

Геотермальная энергия наряду с солнечной является "вечным" и экологически чистым энергетическим потенциалом, использование которого непрерывно расширяется.

В настоящее время в ряде стран построены геотермальные электростанции с установленной мощностью в десятки и сотни мегаватт (США—Калифорния, Новая Зеландия—Вайракей, Италия—Лардерелло, СССР—Камчатка и др.), на которых пар, поступающий из пробуренных скважин, срабатывается в турбинах, соединенных с электрогенераторами.

Однако имеется ряд потенциальных потребителей электроэнергии, для которых использование турбогенераторов нерационально вследствие небольших потребляемых мощностей порядка сотен или тысяч ватт или невозможности обеспечить необходимое обслуживание и профилактический ремонт.

К таким относятся небольшие поселки, базы, автоматические исследовательские станции и др., расположенные в удаленных районах с активной вулканической деятельностью.

Для этих потребителей электроэнергии целесообразно использовать термоэлектрические преобразователи тепловой энергии в электрическую, в частности трубчатые термоэлектрические модули (Маркман и др., 1973).

Интересно провести сравнение возможных параметров геотермальных электростанций, использующих термоэлектрические преобразователи, с параметрами станций, использующих турбогенераторы.

КПД термоэлектрического преобразователя в нашем случае с достаточной точностью может быть выражен приближенной формулой

$$\eta = z\Delta T / 5, \quad (1)$$

а удельная выработка электроэнергии равна

$$W = \eta q, \quad (2)$$

где z — термоэлектрическая эффективность, град⁻¹С; ΔT — располагаемый температурный перепад; q — тепловой поток через преобразователь на 1 кг теплоносителя; кДж·кг⁻¹; W — удельная выработка электроэнергии, кДж·кг⁻¹.

В общем случае из геотермальной скважины поступает перегретый водяной пар при температуре T_1 , который в термоэлектрическом преобразователе последовательно превращается в конденсат с температурой T_2 и затем охлаждается до температуры T_3 . Электрическая энергия, вырабатываемая в процессе последовательного охлаждения теплоносителя при температуре холодных спаев термоэлектрического преобразователя T_0 , равна

$$W_{\Sigma} = W_1 + W_2 + W_3, \quad (3)$$

причем

$$W_1 = \int_{T_2}^{T_1} \frac{z(T - T_0)}{5} c_p dT = \frac{zc_p}{5} (T_1 - T_0) (\bar{T}_{12} - T_0), \quad (4)$$

где c_p — теплоемкость пара при постоянном давлении $\bar{T}_{12} = \frac{T_1 + T_2}{2}$;

$$W_2 = \frac{z(T_2 - T_0)}{5} rx, \quad (5)$$

где r — скрытая теплота парообразования; x — степень сухости пара;

$$W_3 = \frac{zc_b}{5} (T_2 - T_3) (\bar{T}_{23} - T_0), \quad (6)$$

где c_b — теплоемкость воды; $\bar{T}_{23} = \frac{T_2 + T_3}{2}$.

По данным Б.А. Выморкова (1966), удельный расход пара на геотермальной станции Лардерелло при параметрах пара $T_1 = 180^{\circ}\text{C}$, $P = 5$ ата составляет 20 кг/кВт·ч при работе турбины с противодавлением 1,05 ата и 10 кг/кВт·ч при работе конденсационной турбины, а при $T_1 = 100^{\circ}\text{C}$, $P = 1$ ата — 15 кг/кВт·ч.

Для термоэлектрического преобразователя с $z = 2 \cdot 10^{-3}$ град $^{-1}$, $T_3 = 60^\circ\text{C}$, $T_0 = 20^\circ\text{C}$ расчет по формулам (4) – (6) в первом случае дает

$$W_1 + W_2 + W_3 = (3,5 + 110 + 12,8) \text{ кДж/кг},$$

что соответствует удельному расходу пара 30 кг/кВт·ч, а во втором случае

$$W_2 + W_3 = 72 + 4 \text{ кДж/кг},$$

что соответствует удельному расходу пара 47 кг/кВт·ч.

Как видно, удельный расход пара в 3 раза выше, чем у турбогенератора с конденсационной турбиной, и в 1,5 раза выше, чем у турбогенератора с противодавлением, при этом основная часть электроэнергии (90–95%) вырабатывается за счет использования теплоты конденсации теплоносителя.

Заметим, что поскольку на выходе турбины с противодавлением влажность пара не превышает 10–12% при температуре 100°C, подключение термоэлектрического преобразователя может снизить расход пара с 20 до 15 кг/кВт·ч. В ряде случаев это может оказаться целесообразным.

Принципиальная схема геотермальной электростанции с термоэлектрическим преобразователем приведена на рис. 1. Для охлаждения холодных спаев преобразователя можно использовать как естественный источник охлаждающей зоны, так и систему испарительного охлаждения. В последнем случае охлаждение воды, циркулирующей в контуре охлаждения, происходит в основном за счет испарения ее в градирне или бассейне.

Мощность насоса для прокачки охлаждающей воды в холодном контуре термоэлектрического преобразователя в зависимости от температуры пара в горячем контуре составляет 1–10% от электрической мощности преобразователя при изменении температуры пара в пределах 300–100°C (Маркман и др., 1974).

Рассмотрим подробнее схему испарительного охлаждения, для нормальной работы которой необходим положительный баланс воды, в градирне или бассейне.

Баланс тепла в бассейне и преобразователе записывается в виде

$$Q_1 c_B (T_3 - T_0) + Q_2 c_B \delta T - Q_4 r_1 = 0, \quad (7)$$

$$Q_2 c_B \delta T - Q_1 [c_p (T_1 - T_2) + r_2 + c_B (T_2 - T_3) - W_{\Sigma}] = 0,$$

где Q_1 – расход пара; Q_2 – расход охлаждающей воды; Q_4 – расход воды из бассейна на испарение; c_B – теплоемкость воды; r_1 – теплота испарения в бассейне; r_2 – теплота конденсации пара при температуре T_2 ; T_0 – температура воды на входе контура охлаждения; $T_0 + \delta T$ – температура воды на выходе контура охлаждения.

Из уравнений (7) баланс воды в бассейне определяется выражением

$$\frac{\Delta Q}{Q_1} = \frac{r_1 - r_2 - c_p (T_1 - T_2) - c_B (T_2 - T_0)}{r_2}, \quad (8)$$

где $\Delta Q = Q_1 - Q_4$.

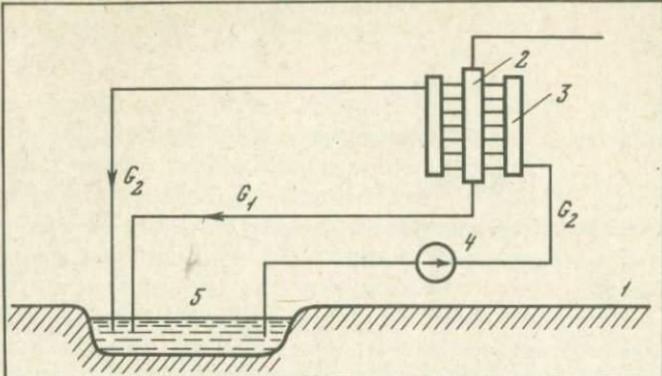


Рис. 1. Принципиальная схема термогенератора на геотермальном источнике тепла
 1 – Скважина; 2 – горячий теплопровод термогенератора; 3 – рубашка охлаждения термогенератора; 4 – насос контура охлаждения; 5 – бассейн испарительного охлаждения

Краткость охлаждения определяется формулой

$$\frac{Q_2}{Q_1} = \frac{c_p(T_1 - T_2) + r_2 + c_v(T_2 - T_3)}{c_v \delta T} \approx \frac{r_2}{c_v \delta T} \quad (9)$$

Расчет по формуле (8) дает дефицит баланса воды в бассейне для рассмотренных выше примеров 6,5 и 7,2% соответственно.

Для устранения этого дефицита около 10% теплового потока через термоэлектрический преобразователь необходимо снять конвективным теплообменом с окружающей средой или температуре $T_0 + \delta T$, что может потребовать установки дополнительного конвективного теплообмена.

Ресурс геотермальной электростанции по схеме на рис. 1 определяется ресурсом водяного насоса контура охлаждения, так как при температуре пара 100–200° С термоэлектрический преобразователь может работать неопределенно долгое время.

В октябре 1975 г. нами были проведены полевые испытания образца термоэлектрического генератора в кальдере вулкана Узон на Камчатке. Скважина глубиной 16 м, пробуренная на термальном поле, генерировала

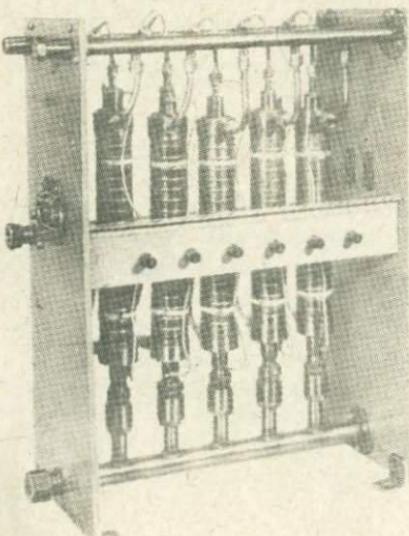


Рис. 2. Общий вид термогенератора на геотермальном источнике тепла

1 – Трубчатые термоэлектрические модули; 2 – коллектор водяного пара; 3 – коллекторы охлаждающей воды

водяной пар с температурой 105–110°С при давлении 1,4 ата. Генератор (рис. 2) состоял из пяти стандартных трубчатых модулей (1), установленных на общий коллектор водяного пара. Рубашки охлаждения модулей были подсоединенны в параллель к коллекторам охлаждающей воды. В связи с тем, что использовались модули, оптимизированные по характеристикам на температурный диапазон до 320°С, термоэлектрическая эффективность была сравнительно невысокой $Z = 10^{-3}$ град. Генератор испытывался по схемам с естественным и испарительным охлаждением. В первом случае при $T_0 = 10^\circ\text{C}$ электрическая мощность составляла 55 Вт, во втором случае для испарительного охлаждения использовалось естественное углубление в почве площадью 3 м². Температура воды на входе в коллектор контура охлаждения составляла при этом 35°С, а электрическая мощность 31 Вт. В этом режиме генератор был остановлен на длительные испытания без обслуживания.

Проведенные испытания подтвердили эффективность использования трубчатых термоэлектрических модулей в геотермальных электростанциях малой мощности.

Л и т е р а т у р а

- Выморков Б.А. Геотермальные электроустановки. М.: Л.: Энергия, 1966.
Маркман М.А., Симановский Л.М., Юркевич И.Р., Каменский В.Т. Трубчатый модуль для термоэлектрических генераторов. — Гелиотехника, 1973, № 3.
Маркман М.А., Симановский Л.М., Каменский В.Т. Использование трубчатых термоэлектрических модулей в солнечных генераторах. — Гелиотехника, 1974, № 1.

Ю. И. Султанов, П. Н. Ригер, Б. К. Козлов, А. В. Артиюков

Дагестанский научно-исследовательский отдел энергетики

ТЕХНИКО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОПТИМИЗАЦИЯ ВАРИАНТОВ ТЕПЛОСНАБЖЕНИЯ НА БАЗЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Выбор лучшего варианта схемы теплоснабжения, как известно, может проводиться только с ориентировкой на какой-либо критерий. В роли такого критерия при выборе оптимальной структуры источников теплоснабжения и потребителей тепла для районов, располагающих геотермальными водами, целесообразно применять удельные расчетные затраты (3).

С математической точки зрения решение задачи по оптимизации параметров схем геотермального теплоснабжения заключается в следующем. При заданных по вариантам одинаковой тепловой нагрузке, отношении расчетной тепловой нагрузки на отопление к расчетной тепловой нагрузке на горячее водоснабжение, доле традиционных генераторов тепла в общей тепловой нагрузке, температуре геотермальной воды требуется определить значения параметров геотермальной воды (температуру после системы отопления, температуру утилизации, температуру

сброса отработанной воды, а при наличии теплообменников, температуры входной и выходной воды), которые обеспечивали бы минимальное значение функционала (руб/Гкал.) :

$$Z^r = \sum_{j=1}^n Z_j (q^r) + \sum_{j=1}^m Z_j (q^r) + \sum_{\mu=1}^m Z_m (0) \rightarrow \min. \quad (1)$$

Первая сумма в выражении (1) составляет удельные расчетные затраты в геотермальные источники тепла, вторая — в традиционные генераторы тепла и третья — в абонентские вводы, транспорт тепла, теплообменники и т.п.

Капиталовложения в бурение и обустройство скважин зависят от геотермических и геологических условий района, свойств пород, способа бурения и конструкции скважин и ряда других факторов. Но в основном стоимость скважины S зависит от ее глубины H .

Для условий Дагестанской АССР зависимость $S = f(H)$ имеет для разведочно-эксплуатационного бурения следующий вид (Султанов, Ригер, Моллаева, 1974) :

$$S = 0,7638H^{1,6874}. \quad (2)$$

Удельные расчетные затраты в геотермальный источник тепла с учетом (2) принимают следующее выражение:

$$Z^r = \frac{645 \cdot 10^4 + 154 \cdot H^{1,6874}}{Z z G \Delta t}, \quad (3)$$

где G — дебит скважины, $\text{м}^3/\text{ч}$; Δt — используемый температурный потенциал; Z и z — число суток в году и число часов в сутки работы скважины.

Из монографии, составленной по формуле (3), следует, что при увеличении Δt величина Z^r уменьшается. Однако при этом третий член выражения (1) увеличивается.

Из накопленного опыта и технико-экономических обоснований проектов геотермального теплоснабжения следует, что увеличение величины Δt наиболее эффективно при использовании в качестве отопительных приборов панельно-лучистых систем отопления. Однако их практическое внедрение в сочетании с геотермальными водами сдерживается главным образом из-за отсутствия достаточного опыта эксплуатации подобных систем.

Для изучения воздействия геотермальных вод из перспективных водоносных горизонтов Дагестанской АССР на нагревательные элементы из стальных труб, выбора метода теплотехнического расчета, проведения натурных наблюдений и условий эксплуатации в нескольких помещениях крупнопанельного дома в г. Махачкале была изготовлена из стальных труб экспериментальная напольно-потолочная система отопления (Ригер, Джамалов и др., 1974). Геотермальная вода в систему подается из Махачкалинской термораспределительной станции, собирающей воду с четырех скважин, эксплуатирующих свиты $A+B$ и B чокракского горизонта среднемиоценовых отложений.

Размещению нагревательных элементов в цементно- песчаной стяжке

предшествовал расчет теплопотерь помещений с применением метода электротепловой аналогии на интеграторе ЭДГА-9/60.

Схема отопления горизонтальная, бифилярная, смонтирована на сварке. Для снятия пиковой нагрузки по схеме комбинированного геотермального теплоснабжения в каждом помещении были размещены приборы отопления (конвекторы типа Комфорт), работающие на теплоносителе от ТЭЦ.

Теплотехнический расчет теплоотдающих поверхностей был произведен известным аналитическим методом "ребра". Для конструкций перекрытия и усредненных значений коэффициентов теплоотдачи теплоотдающих поверхностей получены выражения для определения удельной теплоотдачи пола и потолка в зависимости от средней температуры теплоносителя t_{cp} , температуры под прекрытием t_a и температурой t_b над перекрытием, в ($\text{ккал}/\text{м}^2 \cdot \text{ч}$):

$$q_{pl} = 2,4055t_{cp} + 0,867t_a - 3,273t_b, \quad (4)$$

$$q_{pr} = 0,9044t_{cp} - 1,773t_a + 0,869t_b. \quad (5)$$

Температура теплоотдающих поверхностей определялась с помощью специального прибора, изготовленного на базе терморезисторов ММТ-4, позволяющих одновременно определять температуру в 10 точках. Изменение температуры по поверхности пола имеет вид синусоиды и описывается экспериментальным уравнением

$$t_{cp}^{pl} = 0,46t_0^{pl} + 0,545t_{s/4}^{pl}, \quad (6)$$

где t_{cp}^{pl} — среднее значение температуры поверхности пола; t_0^{pl} — температура поверхности пола над трубами; $t_{s/4}^{pl}$ — температура между трубами на поверхности пола.

Критериальное уравнение теплообмена с поверхности пола имеет следующий вид:

$$\bar{Nu} = 0,234(\bar{Gr} \bar{Pr})^{0,33}. \quad (7)$$

Исследование теплоотдачи теплоотдающих поверхностей и сравнение с методами теплотехнических расчетов показало хорошее согласие с практической формулой, полученной электромоделированием (Локшин, 1974).

Воздействие геотермальных вод Махачкалинской ТРС на систему исследовалось в течение трехлетней эксплуатации. Использование геотермальных вод с ТРС было продиктовано следующими соображениями: скорость коррозии по ранее проведенным исследованиям на термораспределительной станции во всех временных интервалах больше, чем на других низкопотенциальных скважинах (табл. 1), которые используются в народном хозяйстве Дагестанской АССР; гидротермы поступают на ТРС с нескольких водоносных пластов.

Характер изменения эквивалентной шероховатости K_z в различные периоды эксплуатации, которая в известной мере служит не только показателем коррозионного процесса, но и характеризует процессы различного рода отложений, исследовался как зависимость коэффициента

Таблица 1

Сравнительная характеристика скоростей коррозии эксплуатационных систем

Площадь	Водоносный горизонт	№ скважины	Скорость коррозии ст.З мм/год при времени (час)				
			5	48	94	840	2000
Махачкала	Чокрак Б + В	36	0,36	0,35	—	—	0,33
То же	То же	TPC	1,59	0,86	0,73	—	0,35
"	Караган I пачка	24T	0,26	0,082	—	0,036	—
	То же	26T	0,28	—	0,09	—	—
	Караган II пачка	160	1,22	0,114	0,188	0,088	0,048
"	То же	180	1,38	0,67	—	0,09	0,058
Избербаш	Чокрак Б	15T	0,078	0,092	—	0,127	—
То же	То же	150	0,43	0,127	—	0,037	—
"	"	68	0,084	0,175	—	—	—
"	"	Насос- ная	0,078	0,95	—	0,27	—

гидравлического трения λ от числа Рейнольдса по известной формуле Колброка

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2 \lg \left(\frac{K_3}{3,7d} + \frac{2,51}{Re \sqrt{\lambda}} \right), \quad (6)$$

которая удачно аппроксимирует характер кривых сопротивления для труб с естественной шероховатостью. Значения λ и Re , полученные по результатам гидравлических испытаний, наносились на графики зависимостей $\lambda = f(Re)$, полученные методом последовательных приближений на ЭВМ по формуле (6) для различных значений K_3 .

Анализ зависимостей $\lambda = f(Re)$ вырезки трубопроводов в различные сроки эксплуатации показал на нелинейный рост K_3 во времени, свидетельствуя о неравномерном характере скорости внутренней коррозии. В первые месяцы скорость коррозии достигает максимальной величины, а затем замедляется.

В проточной части (перед летним периодом система отопления промывалась водопроводной водой и оставалась заполненной под давлением 2–3 атм до начала отопительного периода) характер коррозии равномерный.

Для полученных данных о максимально возможной величине коррозионного поражения в напольно-потолочной системе отопления и установления возможного срока службы была использована методика долгосрочных прогнозов Л.Я. Цикермана, которая учитывает все многообразие условий, в которых протекает процесс коррозии, а также многие взаимосвязанные факторы, в различной степени влияющие на скорость коррозионного разрушения металла трубопроводов. Расчет производился

на ЭВМ по программе, составленной для математической модели процессов коррозии:

$$\delta_k = \delta_{ky} (1 - e^{t/T}), \quad (7)$$

где δ_k — показатель коррозии (глубина каверны), мм; δ_{ky} — установленные значения глубины коррозионной каверны, мм; T — постоянная времени коррозионного процесса, год; t — время, в течение которого трубопровод подвергается коррозии, год.

Величины T и δ_{ky} , входящие в выражение (7), определялись после статистической обработки данных по коррозионному поражению трубопроводов напольно-потолочной системы отопления, полученные в различные сроки трехлетней эксплуатации.

Аналитическое выражение закономерности коррозионного процесса трубопроводов напольно-потолочной системы отопления имеет вид

$$\delta_k = 0,563 (1 - e^{t/3,81}). \quad (8)$$

Учитывая сложность задачи, погрешность прогноза опасности коррозии по рекомендациям Л.Я. Цикермана допускается в 30–35%. Даже при соблюдении этого условия через 50 лет и более трубопроводы отопления не выйдут из строя.

Проведенные наблюдения показывают, что при геотермальном теплоснабжении с применением панельно-лучистых систем отопления необходимо соблюдать следующие основные условия монтажа и эксплуатации:

1) трубопроводы теплоснабжения следует монтировать только на сварке (резьбовые соединения являются источником интенсификации коррозионного процесса); 2) системы отопления должны быть проточными, без участков, где могут быть образованы застойные зоны геотермальной воды; 3) избегать контактов наружной поверхности трубопроводов с водой или влажной почвой; 4) после отопительного периода система отопления должна промываться водопроводной водой в течение 1–2 час. и в неотопительный период должна находиться заполненной под избыточным давлением 1–2 атм.

Приведенные экспериментальные данные и значения скорости коррозии от вод различных скважин месторождений Дагестанской АССР позволяют сделать вывод о возможности использования геотермальных вод большинства перспективных водоносных горизонтов Дагестана в панельно-лучистых системах отопления.

Для гидрогеологических, геотермических и климатических условий Дагестанской АССР рассматривались следующие основные схемы геотермального теплоснабжения, где в качестве отопительных приборов используются напольно-потолочные системы отопления: схема 1 — чисто геотермальное теплоснабжение, вода поступает из скважины параллельно на отопление и горячее водоснабжение; схема 2 — комбинированная, геотермальная вода подается на отопление и горячее водоснабжение, пиковая часть нагрузки покрывается за счет котельной и традиционных отопительных приборов; схема 3 — теплоснабжение с утилизацией воды в термотрансформаторе (Ригер, Джамалов и др., 1974), геотермальная вода поступает на отопление группы зданий I, после чего срабатывается

в испарителе ТНУ, конденсатор которого присоединен к группе зданий II, горячее водоснабжение группы зданий I и II осуществляется непосредственно от скважины, пиковая часть поглощается котельной.

Для схемы 1 второй член выражения (1) отсутствует (руб/Гкал)

$$3^r = Q_{\text{от}}^M (0,225 K_{\text{уд}}^{\text{скв}} + 0,205 K_{\text{уд}}^{\text{об}}) \left(\frac{1}{t_{\text{гв}} - t_{\text{сб}}} + \frac{0,5}{t'_{\text{гв}} - 5} \right) \cdot 10^3 + \quad (9)$$

$$+ 0,225 \cdot Q_{\text{от}}^M \left[8,5 + \frac{1495}{\left(\frac{t_{\text{гв}} - t_{\text{сб}}}{2} - t_{\text{вн}} \right)^{1,14}} \right],$$

где $Q_{\text{от}}^M$ — расчетная тепловая нагрузка отопления, Гкал/ч; $t_{\text{гв}}$, $t_{\text{сб}}$ — температурный график системы отопления, °С; $t'_{\text{гв}}$ — температура геотермальной воды на горячее водоснабжение, °С; $t_{\text{вн}}$ — расчетная температура отапливаемого помещения, °С.

Анализ расчетного материала для схемы 1 показывает, что даже при $t_{\text{гв}} = 60^\circ\text{C}$, $t_{\text{ср}} = 51^\circ\text{C}$ чисто геотермальное теплоснабжение равноэкономично с теплоснабжением от котельной на угле, а при $t_{\text{ср}} = 45^\circ\text{C}$ — с котельной на газе. При комбинированном теплоснабжении по схеме 2 экономическая сопоставимость с традиционным теплоснабжением на газе наступает при $t_{\text{ср}} = 50^\circ\text{C}$. Характерно, что при снижении $t_{\text{ср}}$ даже до 25°C минимум расчетных затрат для схем 1 и 2 не наступает. Дальнейшее снижение параметра $t_{\text{ср}}$ не оправдано с точки зрения технологических параметров отапливаемого помещения, хотя формально 3^r по формуле (1) уменьшается.

Анализ зависимости удельных расчетных затрат показывает целесообразность возрастания величины T_m , что возможно в схеме 3. По схеме 3 существенно увеличивается КПД скважины. Однако увеличение η скважины достигается снижением температуры после конденсатора Т.Н.У., что уменьшает технико-экономические показатели схемы в целом. Поэтому при заданной тепловой нагрузке геотермального теплоснабжения по схеме 3 определились параметры: t_2 — температура геотермальной воды после системы отопления; t_3 — температура сброса геотермальной воды после испарителя, при которых схема была бы конкурентоспособной с базовым вариантом теплоснабжения. Расчеты показывают, что технико-экономические показатели схемы геотермального теплоснабжения 3 улучшаются при снижении параметра t_2 и одновременном увеличении t_3 . Основные технико-экономические показатели вариантов теплоснабжения представлены в табл. 2.

Как видно из табл. 2 при чисто геотермальном теплоснабжении коэффициент полезного действия скважины незначителен, хотя при снижении параметра $t_{\text{ср}}$ схема 1 вполне сопоставима по технико-экономическим показателям с базовым вариантом теплоснабжения. Наиболее высокие технико-экономические показатели присущи схеме 2, однако и в этом случае КПД скважины только 0,55. Наиболее высокие КПД скважины в схеме 3 также при технико-экономической конкурентоспособности с традиционным теплоснабжением.

Таким образом, схемы геотермального теплоснабжения при исполь-

Таблица 2

Основные технико-экономические показатели вариантов теплоснабжения

Вариант теплоснабжения	Тепловая нагрузка	Отопительный график	Приборы отопления	η	Z , руб./Гкал
Теплоснабжение от котельной 2 × ДКВР-10-13 (базовый вариант):					
уголь	2	95–70	Радиаторы	—	9,8
мазут	2	95–70	M-140	—	7,6
Геотермальное теплоснабжение:					
$t_{\text{г.в.}} = 60^{\circ}\text{C}$	2	60–40	Напольно-потолочная система, радиаторы M-140.	0,17	9,2
	2	60–25		0,25	6,9
$t_{\text{г.в.}} = 100^{\circ}\text{C}$	2	95–70		0,32	4,4
		(60–40)	Напольно-потолочная система отопления	0,38	3,6
	2	95–70			
		(60–25)			
Комбинированное теплоснабжение с пиковым додревом в котельной					
$t_{\text{г.в.}} = 60^{\circ}\text{C}$	2	60–40 (95–70)	Напольно-потолочная система отопления + радиаторы M-140	0,33	7,0
	2	60–25 (95–70)		0,55	5,3
Геотермальное теплоснабжение с утилизацией в Т.Н.У и пиковым додревом					
$t_{\text{г.в.}} = 60^{\circ}\text{C}$	2	60–40 (95–70)	Напольно-потолочная система отопления + радиаторы M-140	0,72	7,8
	2	60–25 (95–70)		0,76	7,3
$t_{\text{г.в.}} = 100^{\circ}\text{C}$	2	95–70 (60–40)	Радиаторы M-140 + + напольно-потолочная система отопления	0,54	6,8
	2	95–70 (60–25)		0,56	6,4

зования в качестве отопительных приборов панельно-лучистых систем отопления, и в частности напольно-потолочных, для условий Дагестанской АССР в большинстве случаев экономически оправданы. Использование подобных схем геотермального теплоснабжения только здесь сэкономит свыше 300 тыс.т условного топлива в год, будет способствовать оздоровлению воздушного бассейна и принесет значительный экономический эффект.

Л и т е р а т у р а

- Султанов Ю.И., Ригер П.Н., Моллаева Н.С. К вопросу о термоизолировании ствола геотермальной скважины и его технико-экономическая целесообразность. — Сборник научных трудов НИОЭД, Даг. АССР. Махачкала, 1974, вып. 4, ч. I.
- Ригер П.Н., Джамалов С.А., Козлов Б.К., Султанов Ю.И. Напольно-потолочная система отопления на геотермальной воде. — Информационный листок № 73–74 Дагестанского МТЦНТИП. Махачкала, 1974.
- Локшин Б.А. Использование геотермальных вод для теплоснабжения. М.: Стройиздат, 1974.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
I. ГЕОТЕРМИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОДЗЕМНОГО ТЕПЛА ИХ ЭНЕРГОСУРСЫ	
<i>Ю.Д. Дядькин, Е.А. Соловьева, Ю.М. Парицкий, А.Б. Вайнблат, Э.И. Богу- славский, Т.А. Тарабаринова, А.Г. Шустова. Принципы прогнозной оценки петротермальных ресурсов</i>	5
<i>Е.А. Вакин, Ф.Ш. Кутыев. Глубины генерации флюидной составляющей современных гидротерм</i>	15
<i>В.М. Сугробов. Геотермальные ресурсы Камчатки, классификация и прогностич- ная оценка</i>	26
<i>Е.А. Вакин, Г.Ф. Пилипенко. Мутновский геотермальный район на Камчатке</i>	36
<i>Б.Ф. Маврицкий, Н.С. Отман, А.А. Шпак. Особенности методики поисково- разведочных работ на месторождениях гидротерм в молодых вулкани- ческих областях</i>	46
<i>Ю.Ф. Манухин. Эволюция гидротермальных систем вулканических областей Камчатки с точки зрения гидродинамики</i>	55
<i>В.И. Лялько, М.М. Митник. Математические модели гидротермальных сис- тем и исследование процессов их формирования с помощью ЭВМ</i>	62
<i>В.С. Голубев, Л.В. Милова, В.Н. Шарапов. Динамика перемещения границы парообразования в пласте при постоянной и переменной скоростях фильтрации перегретой воды</i>	69
<i>Н.Г. Сугробова, Ю.М. Хаткевич. Тепловой режим поверхностных термопро- явлений в период эксплуатации Паужетского месторождения</i>	74
<i>Т.Б. Гребенщикова, В.М. Фомин. Исследование региональных закономер- ностей формирования термоминеральных вод артезианских бассейнов с применением математического моделирования (на примере Сырдарыин- ского артезианского бассейна)</i>	80
<i>Х.И. Амирханов, М.К. Курбанов, С.А. Каспаров, М.А. Омаров, Г.А. Кады- ров. К методике поисков и разведки естественных подземных котлов в качестве эффективного источника геотермальной энергии</i>	88
<i>Г.М. Сухарев, С.П. Власова. Геотермические условия среднемиоценовых отложений в районе г. Грозного, искусственное восполнение ресурсов термальных вод</i>	95
<i>П.И. Самойленко, А.В. Дроздов. Особенности бурения скважин на пере- гретые воды (из опыта разведки Паужетского месторождения)</i>	101
<i>Л.М. Митник. Возможности исследования геотермальных систем дистанцион- ными методами</i>	106
<i>Р.И. Кутас, М.И. Бевзюк, О.А. Геращенко, Т.Г. Грищенко. Устройство для непосредственного измерения тепловых потоков Земли в скважинах</i>	114
<i>С.В. Тимарева. Теплопроводность базальтов Исландии</i>	117
<i>А.С. Джамалова. Тепловое поле в Дагестане и особенности его формиро- вания</i>	122
<i>Л.Н. Барабанов, Т.П. Кирсанова, Г.Ф. Пилипенко, В.М. Сугробов, Н.Г. Суг- робова. Использование гидрохимических данных для изучения гидротер- мальных систем</i>	124
<i>В.П. Калугина, И.А. Клименко. Возможности использования термальных вод Камчатки в качестве гидроминерального сырья</i>	153
<i>Р.А. Шувалов. Бор в термальных водах Камчатки и возможность его извле- чения</i>	159

II.СПОСОБЫ ИЗВЛЕЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО ТЕПЛА И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ

<i>И.Т. Аладьев, А.Д. Передерий, Э.М. Стригин, В.П. Трусов.</i> Тепломассоперенос в подземных тепловых котлах с учетом естественной конвекции	165
<i>О.А. Кремнев, А.В. Шурчков, Н.Н. Аронова.</i> Процессы теплопереноса при движении жидкости через подземные коллекторы	172
<i>Ю.Д. Дядькин.</i> Проблемы извлечения тепловой энергии горячих горных пород	183
<i>А.Н. Щербань, Ю.П. Добрянский, В.С. Травкин, Г.Т. Тариелашвили.</i> Нестационарный теплообмен в скважине при переменных значениях расхода и температуры жидкости	192
<i>С.В. Васильев, Н.Н. Веригин, В.С. Голубев.</i> Метод термогидродинамического расчета подземных парогенераторов	195
<i>Ю.М. Парийский, Е.Л. Артемьева.</i> Исследование тепло- массопереноса в подземных тепловых котлах на основе сеточной модели	202
<i>В.П. Черняк.</i> Методы расчета теплового режима при бурении высокотемпературных скважин	210
<i>Ю.М. Парийский, И.А. Богданова, А.С. Дальнов, Г.Н. Герасименко, Т.Ю. Пискачева, В.Д. Трофимов.</i> Результаты экспериментальных исследований модели подземного теплового котла в условиях полигона	217
<i>О.П. Участкина, Т.Ю. Пискачева.</i> Исследование влияния термостресса на увеличение проницаемости подземного теплового котла	223
<i>А.В. Шурчков, М.И. Горохов, В.Д. Белодед, Ю.П. Морозов.</i> Технико-экономическая эффективность и перспективы освоения тепловых ресурсов геотермических аномалий	227
<i>Е.И. Гольцова, И.Т. Аладьев, Э.И. Богуславский.</i> К методике оценки эффективности производства электроэнергии на геотермальных станциях	233
<i>К.И. Мальцева, В.А. Ямпольский, В.Н. Попов.</i> Развитие геотермальных станций на базе Паужетского месторождения	238
<i>В.Я. Вороновицкий, М.И. Горохов.</i> Применение низкокипящих рабочих тел для интенсификации водоотбора из геотермальных скважин	243
<i>М.А. Маркман, В.М. Ржевский, Н.В. Коломеец, В.Т. Каменский, Г.А. Карпов.</i> Анализ применения термоэлектрических генераторов на геотермальных источниках	247
<i>Ю.И. Султанов, П.Н. Ригер, Б.К. Козлов, А.В. Артюхов.</i> Технико-экономическая оптимизация вариантов теплоснабжения на базе использования геотермальных вод	251

УДК 622.997:550.361

Принципы прогнозной оценки петротермальных ресурсов. Ю.Д. Дядькин, Е.А. Соловьев, Ю.М. Парицкий, А.Б. Вайнблат, Э.И. Богуславский, Т.А. Тарабарина, А.Г. Шустрова. – В кн.: Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

Разработанная методика прогнозной оценки петротермальных ресурсов позволила выполнить районирование территории СССР по эффективности освоения петротермальных ресурсов для теплоснабжения (в сравнении с получением тепла от топливных котельных).

Библ. назв. 6, ил. 2, табл. 2.

УДК 551.234

Глубины генерации флюидной составляющей современных гидротерм. Е.А. Вакин, Ф.Ш. Кутыев. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

Сопоставляя состав газов современных гидротерм и газов микровключений в ксенолитах базальтовых лав, вынесенных с различных глубин, авторы приходят к заключению, что газовый состав терм отражает глубину формирования нагревающего их глубинного флюида и зависит от глубины заложения флюидовыводящих разломов.

Библ. назв. 36, ил. 3, табл. 1.

УДК 550.361 (571.66)

Геотермальные ресурсы Камчатки, классификация и прогнозная оценка. В.М. Сугробов. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

Классифицированы геотермальные ресурсы Камчатки и сделана прогнозная количественная оценка их основных видов: геотермальных ресурсов термальных вод и пара гидротермальных систем и гидрогеологических структур; геотермальных ресурсов, связанных с извлечением тепла, аккумулированного горными породами магматических очагов, гидротермальных систем и горными породами под воздействием регионального теплового поля.

Библ. назв. 8, ил. 1, табл. 3.

УДК 550.361:551.234

Мутновский геотермальный район на Камчатке. Е.А. Вакин, Г.Ф. Пилипенко. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

На основании геологического строения, истории вулканизма, магматизма и гидротермальной деятельности одного из крупнейших геотермальных районов Камчатки сделана оценка ресурсов тепла и состава теплоносителя предполагаемых месторождений парогидротерм, даны рекомендации по их освоению.

Библ. назв. 8, ил. 1, табл. 2.

УДК 550.360:551.21

Особенности методики поисково-разведочных работ на месторождениях гидротерм в молодых вулканических областях. Б.Ф. Маврицкий, Н.С. Отман, А.А. Шпак. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

На основе изучения и опыта разведки месторождений гидротерм в мо-

лодых вулканических областях даны особенности методики поисково-разведочных работ на месторождениях этого типа.

Библ. назв. 13, ил. 2.

УДК 551.234

Эволюция гидротермальных систем Камчатки с точки зрения гидродинамики. Ю.Ф. Манухин. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

Предлагается модель развития гидротермальной системы на основе понятий о мобилизационном и инфильтрационном этапах их водного питания.

Библ. назв. 8, ил. 1, табл. 1.

УДК 550.361:551.234

Математические модели гидротермальных систем и исследование процессов их формирования с помощью ЭВМ. В.И. Лялько, М.М. Митник. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

В статье предлагается система уравнений, описывающая процессы фильтрации и теплопереноса в гидротермальной системе, и дается описание программы для их решения.

Библ. назв. 19.

УДК 550.361; 551.21

Динамика перемещения границы парообразования в пласте при постоянной и переменной скоростях фильтрации перегретой воды. В.С. Голубев, Л.В. Милова, В.М. Шарапов. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

В статье рассмотрены вопросы динамики теплообмена при наличии подвижных границ фазовых превращений во флюиде.

Библ. назв. 12, ил. 4, табл. 1.

УДК 551.234

Тепловой режим поверхностных термопроявлений в период эксплуатации Паужетского месторождения. Н.Г. Сугробова, Ю.М. Хаткевич. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

В статье рассматриваются вопросы влияния эксплуатации Паужетского месторождения термальных вод на режим поверхностных термопроявлений. Отмечено отсутствие влияния на тепловой режим термоаномалий в области водного и теплового питания (в осевой части Камбального хребта).

Библ. назв. 2, ил. 2, табл. 2.

УДК 550.361; 556.364

Исследование региональных закономерностей формирования термоминеральных вод артезианских бассейнов с применением математического моделирования (на примере Сырдарынского артезианского бассейна). Т.Б. Гребенщикова, В.М. Фомин. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

Излагаются требования к исходной гидрогеологической информации для исследования вопросов формирования термоминеральных вод с применением математического моделирования.

Библ. назв. 3, ил. 1.

УДК 550.361:556.31.2

К методике поисков и разведки естественных подземных котлов в качестве эффективного источника геотермальной энергии. Х.И. Амирханов, М.К. Курбанов, С.А. Каспаров, М.А. Омаров, Г.А. Кадыров. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

По результатам бурения, геотермических, сейсмических и газогеохимических исследований выдвигается методика поисков естественных котлов в качестве эффективного источника геотермальной энергии.

Приводятся карты геоизотерм и первоочередные объекты детального изучения и освоения геотермальной энергии для теплоснабжения и строительства ГеоТЭС.

Ил. 3.

УДК 550.361

Геотермические условия среднемиоценовых отложений ЧИАССР в районе г. Грозный, искусственное восполнение ресурсов термальных вод. Г.М. Сухарев, С.П. Власова. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

В статье рассматриваются геотермические условия среднемиоценовых отложений, роль подземных вод в формировании температурного режима, искусственное восполнение ресурсов вод по нескольким вариантам.

Библ. назв. 6, ил. 2.

УДК 550.361:622.143.82

Особенности бурения скважин на перегретые воды (из опыта разведки Паужетского месторождения). П.И. Самойленко, А.В. Дроздов. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

В статье обобщен опыт бурения скважин на перегретые воды, приведен анализ характерных аварий и даны рекомендации по безопасному ведению работ.

Ил. 2.

УДК 550.360

Возможности исследования геотермальных систем дистанционными методами. Л. И. Митник. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

На основе анализа факторов, влияющих на интенсивность теплового излучения поверхности, рассмотрены возможности обнаружения геотермальных аномалий по данным измерений в инфракрасном и сверхвысокочастотном диапазонах.

Библ. назв. 17.

УКД 550.360

Устройство для непосредственного измерения тепловых потоков Земли в скважинах. Р.И. Кутас, М.И. Бавзук, О.А. Геращенко, Т.Г. Грищенко. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

В статье освещаются вопросы использования термометрических датчиков для измерения тепловых потоков Земли.

Библ. назв. 2, табл. 1.

УДК 550.362

Теплопроводность базальтов Исландии. С.В. Тимарева. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

В статье оценивается роль кондуктивного теплопереноса в геотермальных областях, приводятся данные теплопроводности базальтов Исландии. Библ. назв. 8, ил. 2, табл. 2.

УДК 550.361

Тепловое поле в Дагестане и особенности его формирования. А.С. Джалалова. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

В статье оценивается тепловое поле, рассчитаны тепловые потоки на основе лабораторных измерений теплопроводности пород, радиогенная составляющая теплового потока.

Библ. назв. 5, табл. 1.

УДК 551.21:556.368

Использование гидрохимических данных для изучения гидротермальных систем. Л.Н. Барабанов, Т.П. Кирсанова, Г.Ф. Пилипенко, В.М. Сугробов, Н.Г. Сугробова. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

В статье рассматриваются вопросы использования Na-K-Ca- и SiO_2 -гидротермометров для прогноза температуры воды в недрах гидротермальных систем и определения доли глубинной составляющей на примере данных о химическом составе и температуре вод источников Камчатки и Курильских островов.

Библ. назв. 24, ил. 9, табл. 5.

УДК 556.114.6

Возможности использования термальных вод Камчатки в качестве гидроминерального сырья. В.П. Калугина, И.А. Клименко. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

В статье рассматриваются вопросы использования термальных вод Камчатки как сырьевого источника редких щелочных элементов. Приводятся результаты технологических исследований по извлечению цезия на природных конообменниках, ферроцианидно-органических ионитах и фенольно-карбоксильном катионите. Предложена принципиальная технологическая схема переработки природных вод Паужетского месторождения.

Библ. назв. 3, ил. 3, табл. 1.

УДК 551.234:556.182

Бор в термальных водах Камчатки и возможность его извлечения. Р.А. Шувалов. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

По отношению концентрации бора к концентрации хлора в термальных водах различных гидротермальных систем Камчатки делается вывод о сходных условиях в зонах генерации гидротерм.

Высокая концентрация борной кислоты в хлоридно-натриевых гидротермах Камчатки позволяет рассматривать их как сырье для добычи борной кислоты.

Библ. назв. 11, табл. 3

УДК 550.361

Тепломассоперенос в подземных тепловых котлах с учетом естественной конвекции. И.Т. А ла дъ е в, А.Д. П е р е д е р и й, Э.М. С т ры ги н, В.П. Т р у с о в. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

В статье излагаются результаты по численному решению уравнения тепломассопереноса с учетом естественной конвекции.

Библ. назв. 5, ил. 4, табл. 1.

УДК 550.361

Процессы теплопереноса при движении жидкости через подземные коллекторы. О.А. К р е м н е в, А.В. Ш ур ч к о в, Н.Н А р о н о в а. Изучение и

использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

В статье исследуются процессы теплопереноса при движении жидкости через пористые и трещиноватые коллекторы. Получены решения для температур компонентов. Полученные зависимости использованы для анализа влияния различных факторов на интенсивность теплопереноса в коллекторах и влияния этого процесса на формирование температурных полей в природных структурах.

Библ. назв. 5, ил. 4, табл. 5.

УДК 550.361:622.997

Проблемы извлечения тепловой энергии горячих горных пород. Ю.Д. Д я дъ к и н. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

Выполненные исследования позволяют рассматривать петрогеотермальные ресурсы как один из видов полезного ископаемого и определить перспективы и возможные пути их извлечения на основе достижений современной техники.

Библ. назв. 11, ил. 5, табл. 1.

УДК 551.361

Нестационарный теплообмен в скважине при переменных значениях расхода и температуры жидкости. А.Н. Ш е р б а нь, Ю.П. Д о б р я н с к и й, В.С. Т р а в к и н, Г.Т. Т а р и е л а ш в и л и. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

Описываются результаты исследований температурного режима в системе скважина—массив горных пород при переменных значениях расхода и температуры жидкости. Исследования выполнены численным методом. Предложенный расчетный метод состоит в совместном решении представленных в конечно-разностном виде уравнения теплового баланса для жидкости и уравнения теплопроводности для окружающего массива. Результаты исследования показывают, что при изменяющемся в течение суток дебите колебания температуры жидкости на устье скважины сохраняются длительное время.

Ил. 2.

УДК 550.361

Метода термогидродинамического расчета подземных парогенераторов. С.В. В а с и л'ев, Н.Н. В е р и ги н, В.С. Г о л у б е в. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

Рассмотрена одномерная термогидродинамическая задача о генерировании пара при действии в пласте одиночной скважины прямолинейной галереи (ряда скважин) большой длины. При заданном давлении (дебите) найдены главные технические характеристики подземного парогенератора — дебит пара (давление) и его температура.

Библ. назв. 4, табл. 1.

УДК 550.360

Исследование тепло- и массопереноса в подземных тепловых котлах на основе сеточной модели. Ю.М. П а р и й с к и й, Е.Л. А р т е м ь е в а. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях М.: Наука, 1979.

Рассматривается задача тепло- и массопереноса в среде неоднородной проницаемости, характерной для зоны взаимодействия камуфлетных взрывов. Полученные поля скоростей и температур соответствуют решению в прямоугольной области с источником (нагнетательная скважина) и стоком (эксплуатационная скважина) на границе.

Библ. назв. 2, ил. 1, табл. 2.

УДК 550.360

Методы расчета теплового режима при бурении высокотемпературных скважин. В.П. Ч е р н я к. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

В статье изложены аналитические методы прогноза теплового режима циркуляционных систем скважин, бурящихся в высокотемпературных условиях.

Библ. назв. 5.

УДК 550.360:622.235.5

Результаты экспериментальных исследований модели подземного теплового котла в условиях полигона. Ю.М. П а р и й с к и й, И.А. Б о г д а н о в а, А.С. Д а л ь н о в, Г.Н. Г е р а с и м е н к о, Т.Ю. П и с к а ч е в а, В.Д. Т р о ф и м о в. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

Приводятся результаты экспериментального исследования модели подземного теплового котла в условиях полигона и делается вывод о целесообразности применения камуфлетных взрывов для создания искусственных коллекторов циркуляционных систем извлечения тепла Земли; отмечается, что характер теплообменных процессов в ПТК в сильной степени зависит от структуры образованной взрывами проницаемой зоны, изменения которой могут существенно отразиться на температуре извлекаемого теплоносителя.

Ил. 5.

УДК 550.360:622.02

Исследование влияния термостресса на увеличение проницаемости подземного теплового котла. О.П. У ч а с т к и н а, Т.Ю. П и с к а ч е в а. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

Приводятся результаты экспериментального исследования теплообмена между горной породой и жидким реагентом и определение температурных перепадов в породах, вызывающих разрушающие термонапряжения.

Библ. назв. 8, ил. 2.

УДК 550.360

Технико-экономическая эффективность и перспективы освоения тепловых ресурсов геотермических аномалий. А.В. Шурчков, М.И. Горюхов, В.Д. Белодед, Ю.П. Морозов. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

В статье приводится методика технико-экономической оценки одного из путей извлечения тепла разогретых горных пород, заключающегося в создании систем с принудительной циркуляцией теплоносителя через подземные проницаемые зоны, применительно к различным геолого-геотермическим условиям.

Ил. 3, табл. 2.

УДК 550.360

У методике оценки эффективности производства электроэнергии на геотермальных станциях. Е.И. Гольцов, И.Т. Аладьев, Э.И. Богуславский. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

В статье предложена методика, позволяющая определять приведенные затраты, предельные значения геотермальной воды и экономию на ГеоТЭС по сравнению с АЭС и ТЭС.

Библ. назв. 7, ил. 4, табл. 1.

УДК 550.360

Развитие геотермальных станций на базе Паужетского месторождения. К.И. Мальцева, В.А. Ямпольский, В.Н. Попов. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

Приведены результаты доразведки Паужетского месторождения. Даны рекомендации по направлению разведочных работ и увеличению мощности действующей геотермальной электростанции.

Ил. 1, табл. 2.

УДК 550.360

Применение низкокипящих рабочих тел для интенсификации водоотбора из геотермальных скважин. В.Я. Вороновицкий, М.И. Горюхов. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

В работе описана установка для интенсификации водоотбора из геотермальных скважин методом низкокипящего газлифта, приведена методика расчетного анализа процесса низкокипящего газлифта и произведена оценка возможных границ и областей применения установок низкокипящего газлифта; показана их технико-экономическая эффективность.

Библ. назв 3, ил. 1.

УДК 550.360:621.362

Анализ применения термоэлектрических генераторов на геотермальных источниках. М.А. Маркман, В.М. Ржевский, Н.В. Коломеец, В.Т. Каменский, Г.А. Карпов. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

В статье рассмотрены вопросы расчета и испытаний термоэлектрического генератора, использующего тепло геотермальных источников.

Приведены краткие результаты полевых испытаний термоэлектрического генератора малой мощности на геотермальной скважине с температурой пара 100°С.

Библ. назв. 3, ил. 2.

УДК 550.360

Технико-экономическая оптимизация вариантов теплоснабжения на базе использования геотермальных вод. Ю.И. Султанов, П.Н. Ригер, Б.К. Козлов, А.В. Артюхов. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

В статье приводятся схемы теплоснабжения на базе геотермальных вод и их технико-экономический анализ. Показано преимущество использования при геотермальном теплоснабжении панельно-лучистых систем отопления.

Библ. назв. 3, табл. 2.

ИЗУЧЕНИЕ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ
В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ

Утверждено к печати
Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР

Редактор
Т.Ю. Маренина

Редактор издательства
О.М. Ванюкова

Художественный редактор
Т.П. Поленова

Технический редактор
Л.А. Куликова

ИБ № 16549

Подписано к печати 13.11.79. Т – 20513
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офс. № 2. Печать офсетная
Усл.печ.л. 16,8 + 0,3 вкл. Уч.-изд.л. 19,0
Тираж 600 экз. Тип. зак. 4981
Цена 2р. 80к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Московская типография № 9 Союзполиграфпрома,
Москва, Волочаевская ул., д. 40

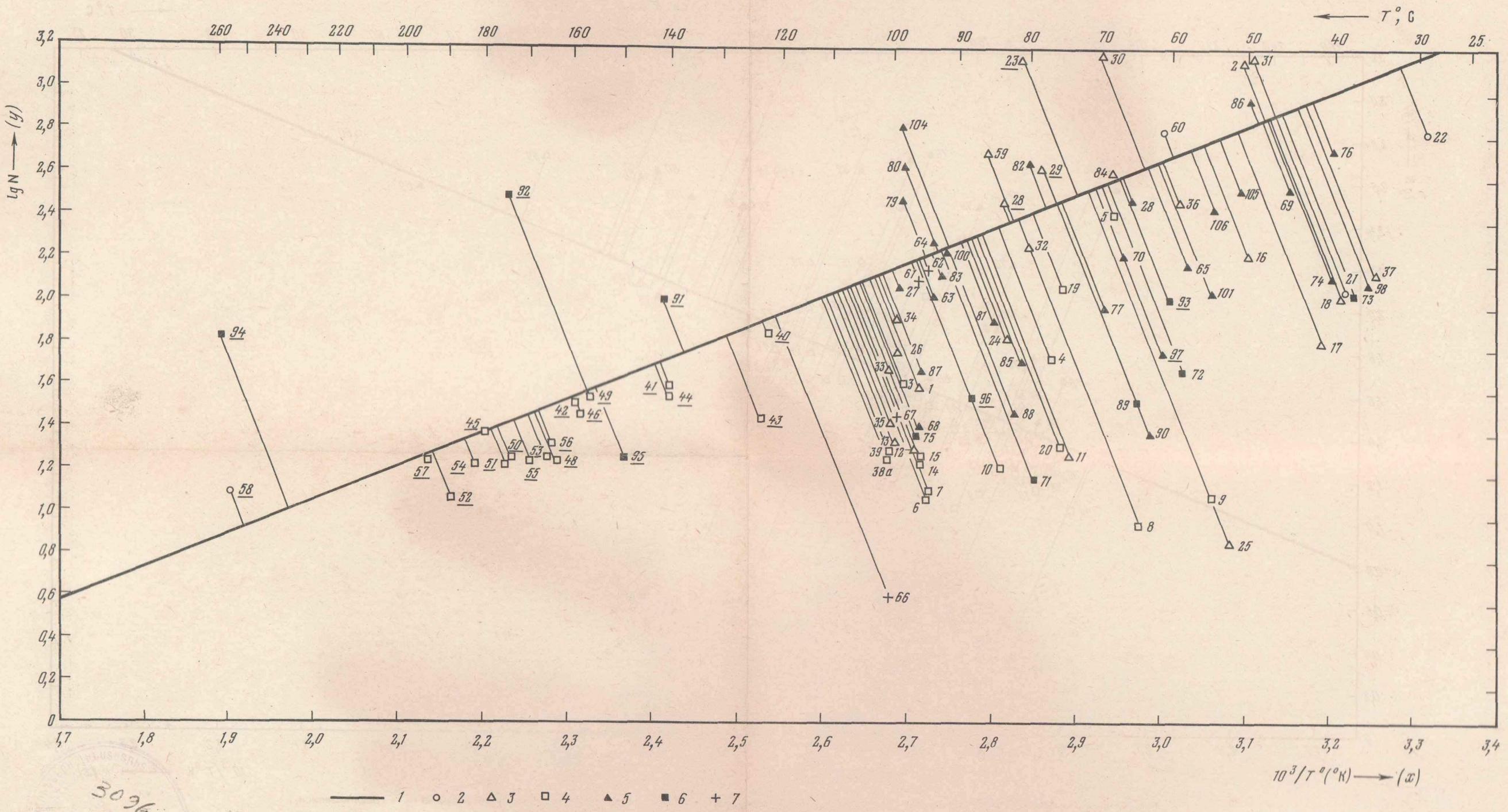


Рис. 1. Гидрохимический калий-натрий-кальциевый геотермометр для парогидротерм Курило-Камчатской вулканической области — график зависимости константы $\lg N = \lg Na/K + \beta \lg \sqrt{Ca/Na}$ от их температуры *in situ* (T в К и $^\circ\text{C}$)

Номера точек соответствуют таковым в табл. 1, номера скважин подчеркнуты.
 1 — Линия, соответствующая равновесному температуре содержанию в воде K^+, Na^+ и Ca^{2+} ($y = 3,85$, $x = 5,15$); Камчатские термы: 2 — гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные; 3 — сульфатные и сульфатно-хлоридные; 4 — хлоридные; Курильские термы: 5 — сульфатные и сульфатно-хлоридные; 6 — хлоридные натриевые; 7 — хлоридные водородные

2р. 80к.

3096