

ИЗУЧЕНИЕ
И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ
РЕСУРСОВ

Proceedings
of the United Nations Symposium
on the Development
and Utilization of Geothermal Resources

PISA, 22 sept. — 1 oct. 1970

530.36:551.23

**ИЗУЧЕНИЕ
И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ
РЕСУРСОВ**

Под ред. Э. ТОНДЖОРДЖИ

Перевод с английского

Л. Н. БАРАБАНОВА, Б. Г. ПОЛЯКА и В. М. СУГРОБОВА

1735

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
МОСКВА 1975



В данных трудах симпозиума, проведенного ООН в Италии, обобщен мировой опыт геотермических исследований и использования глубинного тепла Земли в практических целях. Описаны методики изучения геотермальных полей в Исландии, США, Италии, Японии, Новой Зеландии и т. д., оценки запасов глубинного тепла Земли, техника разведки с помощью буровых скважин, использование горячей воды и перегретого пара в практических целях (получение электроэнергии, отопление жилищ и парников и т. д.). Охарактеризована геологическая обстановка термальных полей, приведены данные о давлении и температуре пара и воды на разных глубинах.

Книга представляет несомненный интерес для специалистов геологических, геофизических и гидрогеологических организаций, занимающихся исследованием глубинного тепла Земли.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

ПРЕДИСЛОВИЕ

В условиях прогрессирующего истощения источников углеводородного энергетического сырья, используемого в экономике западных стран, в последние годы значительное развитие получили научно-исследовательские и опытные работы в области поисков и освоения новых источников энергии. Одним из перспективных новых источников энергии, использование которого начато лишь недавно, является энергия недр Земли — геотермальная энергия.

Обнадеживающие результаты в области использования геотермальной энергии, полученные в ряде стран в послевоенный период, послужили толчком к проведению широких поисковых работ по выявлению новых геотермальных полей и технологико-экономической оценке известных источников термальных вод и пара.

Специальное внимание этой проблеме уделили правительственные и частные организации США, Италии, Японии, Новой Зеландии, Исландии. Разведочные работы и опытно-промышленные исследования по выявлению и использованию геотермальной энергии в этих странах расширяются с каждым годом.

По инициативе Отдела ресурсов и транспорта Секретариата ООН с начала 60-х годов в развивающихся странах (Турция, Кения, Эфиопия, Сальвадор, и др.) был организован ряд поисковых проектов, целью которых было выявить геотермальные поля в этих странах и предварительно оценить их как источники электроэнергии. Некоторые из этих проектов, проводившихся в рамках Программы развития ООН, дали весьма положительные результаты.

Результаты многолетних работ по изучению геотермальной энергии были впервые обобщены на представительном международном симпозиуме, организованном ООН осенью 1970 г.

в г. Пиза, Италия. Труды этого симпозиума представляют собою несколько объемистых фолиантов, освещающих многообразные геологические и технические проблемы, возникающие в связи с освоением геотермальных ресурсов. В предлагаемый советскому читателю сборник включены наиболее интересные и информативные доклады симпозиума, касающиеся геологического строения источников геотермальной энергии, а также вопросов их поисков и разведки.

Публикуемые материалы, несомненно, будут интересны для советских геологов, особенно тех, которые непосредственно занимаются вопросами геотермальной энергии.

А. Беус

РАЗВЕДКА ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ В ЗАПАДНЫХ ШТАТАХ США

Дж. Кёниг

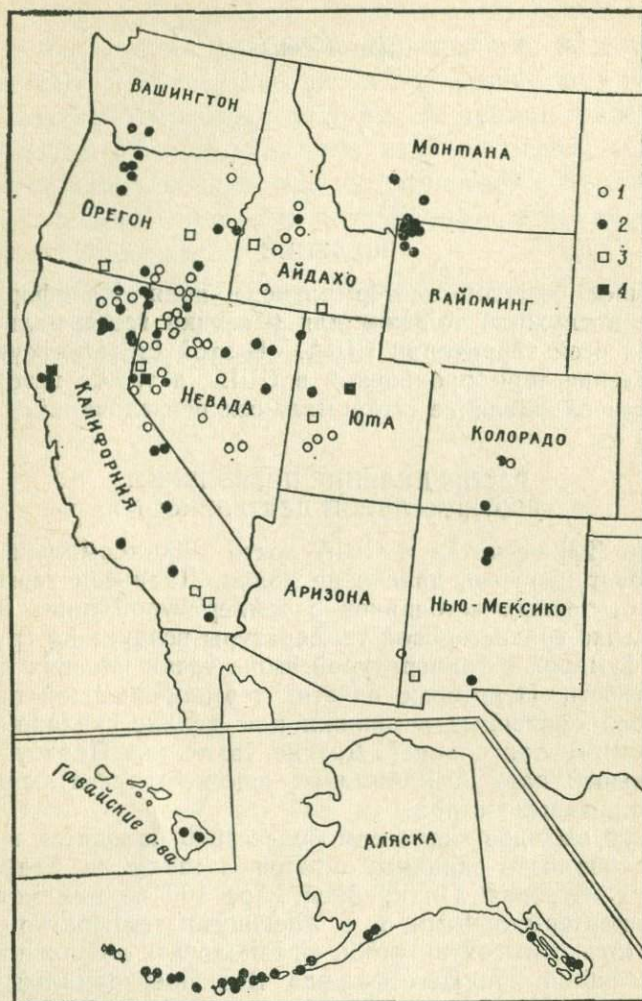
ВВЕДЕНИЕ

Успешное освоение геотермального поля Калифорнийских Гейзеров послужило толчком для разведки геотермальных ресурсов на всей территории США. В этой статье обсуждается распределение термопроявлений в США, а также история, результаты и направление геотермальных исследований.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОЯВЛЕНИЙ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Уоринг [23] насчитал в США почти 1200 термальных районов, но этот перечень далеко не полон. Диапазон термопроявлений — от теплых источников с температурой лишь на 11 °C (20 °F) выше среднегодовой температуры воздуха до групп гейзеров и фумарол с температурой выше точки кипения для данной местности. Некоторые из этих термопроявлений представляют собой одиночные источники или мелкие скважины с малыми дебитом и энтальпией. Другие, такие, как Йеллоустонский национальный парк в Вайоминге, занимают десятки и сотни тысяч квадратных метров.

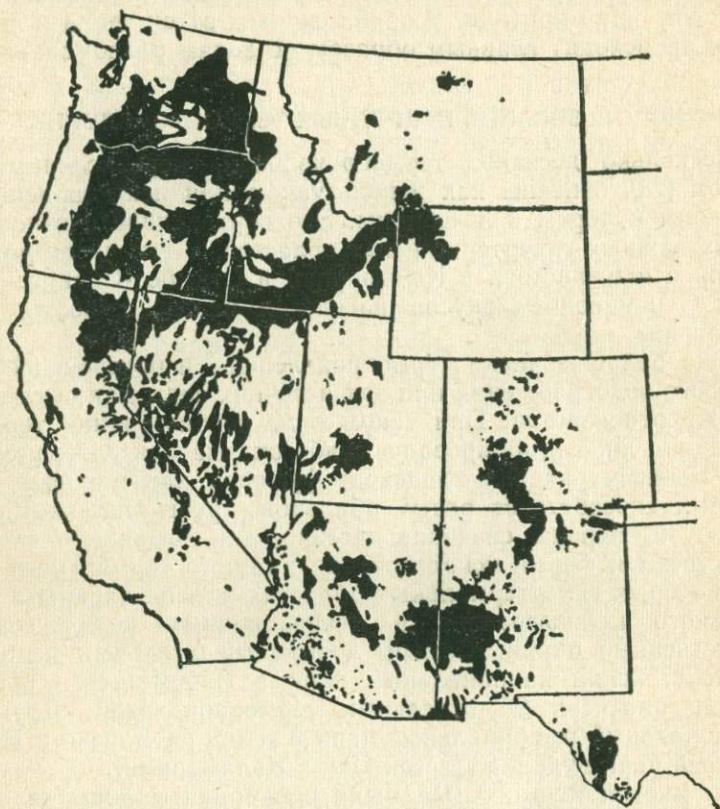
Из 1200 выходов гидротерм более 1000 находятся в горных цепях одиннадцати западных штатов, а также на Аляске и на Гавайских островах. По крайней мере 100 из них могут считаться гипертермальными, т. е. имеющими температуру на выходе настолько высокую, чтобы предполагать возможность встречи на глубине кипящего флюида. Все гипертермальные районы находятся на западной окраине Североамериканского континента. Они концентрируются в зоне или серии зон, тянущихся в северном направлении через восточную Калифорнию, центральную и западную Неваду, Орегон, южный Айдахо в северо-западный Вайоминг и прилегающую часть Монтаны. Менее мощная зона протягивается в меридиональном направлении через Юту; другой небольшой пояс проходит через западные и центральные районы штатов Нью-Мексико и Колорадо. Мощная зона гипертермальных термопроявлений приурочена к Алеутским островам (штат Аляска). Расположение источников и фумарол с температурами выше 71 °C показано на фиг. 1.



Фиг. 1. Высокотемпературные термопроявления на западе США (температура выше 71°C).

1 — одиночные источники или фумаролы; 2 — группы источников или фумарол; 3 — другие бассейны горячих подземных вод; 4 — горные выработки (шахты, скважины).

Между расположением гипертермальных термопроявлений и областями позднегеретического и четвертичного вулканизма и четвертичного тектогенеза существует пространственная взаимосвязь. Распределение кайнозойских вулканических пород показано на фиг. 2. О тесном структурном контроле свидетельствует часто наблюдающееся размещение фумарол и горячих источни-



Фиг. 2. Распространение кайнозойских вулканических пород в США, за исключением Гавайских островов и Аляски.

ков вдоль известных разломов. Однако некоторые гипертермальные районы, особенно в структурной Провинции бассейнов и хребтов, не имеют близкой связи с новейшим вулканизмом, хотя большинство термопроявлений располагается вдоль разломов, ограничивающих структуры. Действительно, в некоторых участках Провинции бассейнов и хребтов оказывается, что скважины, пройденные в краевых частях аллювиальных котловин, почти всегда встречают горизонты термальных вод. Это указывает на то, что гипертермальные термопроявления могут иметь не одно происхождение; в одном случае их тепло — непосредственный дериват вулканических или неглубоких интрузивных очагов, а в других оно обусловлено подкоровыми процессами под утоненной корой, такими, как конвективные токи, и

для этих термопроявлений следы новейшего вулканизма — лишь сопутствующий признак. В обоих случаях отток тепла к поверхности происходит главным образом по зонам разломов.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ ТЕРМОПРОЯВЛЕНИЙ

Несколько десятков термопроявлений, перечисленных Уорингом [23], описаны как используемые или некогда использованные курорты и лечебницы. Это справедливо в отношении самых важных гипертермальных областей, в том числе районов Гейзеров и Калистога в Калифорнии и Стимбот-Спрингс в Неваде. С изменением вкусов населения многие курорты были заброшены.

Еще большее число термопроявлений использовалось для бытового водоснабжения или как источник воды для земледелия или животноводства. При таком виде использования тепловой потенциал либо игнорировался, либо оказывался даже помехой. В пустынных районах конденсат фумарол или паровых струй местами способствует росту обильной травы на пастбищах. В Биоуэй, Невада, создание пастбищ для домашнего скота — единственная форма использования мощного термального поля. В некоторых гипертермальных областях для их охраны и ограничения использования в рекреационных целях созданы общественные парки. Самый достопримечательный из них — Йеллоустонский национальный парк в Вайоминге, в котором Уоринг насчитал 96 отдельных термопроявлений. Другие — Национальный мемориальный парк Катмай на Аляске и Национальный парк вулкана Лассен-Пик в Калифорнии.

Во многих местах США были предприняты попытки создания теплофикационных систем на базе термальных вод. Самая успешная попытка такого рода имела место в Клатат-Фолс, Орегон, где более чем 350 скважин оборудованы теплообменниками. Каждая скважина обсажена, перфорирована и в нее вставлена длинная U-образная трубка. Устье скважины вокруг этой трубки запечатывается, а по трубке в скважину подается холодная вода, которая затем выходит наверх. В скважине она, естественно, нагревается и благодаря термосифону подается к кранам и радиаторам. Петерсон и Гро [19] оценили съем тепла теплообменом в этих скважинах величиной $(7,5-10) \times 10^5$ кал/с. Здания, обогреваемые в Клатат-Фолс, — школы, магазины, жилые дома. В Бойз, Айдахо, более 200 домов обогреваются горячей водой, подаваемой из двух скважин глубиной 122 м. Частная предпринимательская компания содержит свыше 13 км водных магистралей, способных доставлять ежедневно более 4500 м³ горячей воды с температурой около 77 °С. Термальной водой отапливаются гостиницы, жилые дома и теплицы в Калистоге,

Калифорния. Геотермальная вода подается прямо без промежуточной теплообменной ступени. Вследствие этого имеются серьезные трудности из-за коррозии и отложения солей в трубах и клапанах. Для обогрева жилых зданий и теплиц используют геотермальную воду и другие небольшие общины в Неваде, Калифорнии, Орегоне и Айдахо. Общая численность населения, использующего геотермальную воду таким образом, по-видимому, менее 25 тысяч человек.

Заслуживает внимания использование геотермальной воды в Стимбот-Спрингс, Невада, для промышленного производства взрывчатых пластиков. Горячая вода с постоянной температурой 63 °С подается из скважин в лабораторию, и тепло используется в производственных операциях. Использование горячей воды предпочтительнее других методов нагрева, поскольку при данном производстве огонь и искры недопустимы.

Очень многие термопроявления никак не используются или даже нерегулярно посещаются. Это особенно верно в отношении Алеутских островов и центрального Айдахо. Данные по некоторым из таких термопроявлений отрывочны.

Использование геотермального пара для выработки электроэнергии ведется лишь в районе Калифорнийских Гейзеров. Здесь сооружена установка, способная генерировать 83 тыс. кВт, и ведется строительство дополнительных единиц. Когда оно будет закончено (в 1971 и 1972 гг.), установленная мощность составит 193 тыс. кВт.

Опытная электрогенерирующая установка с расчетной мощностью 3 тыс. кВт сооружена на месторождении геотермальных рассолов в Солтон-Си; сейчас она не работает. Однако периодически здесь получают 40%-ный раствор хлористого кальция, выпаривая на солнце геотермальный рассол из одной скважины, и это коммерчески оправдывается.

РАННЯЯ ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

В США проводились геотермальные исследования двух типов — попутные и специальные. Попутные исследования включали в себя геологическую съемку и разбуривание геотермальных районов в целях иных, нежели использование геотермальных ресурсов. В результате попутных исследований было пробурено множество скважин, вскрывших горячую воду, и обнаружено много необычно теплых шахт и туннелей. Попутные исследования привели к открытию в 1958 г. поля геотермальных рассолов в Солтон-Си, Калифорния.

Специальные целенаправленные исследования начались в нескольких районах США в 20-х годах. Между 1921 и 1925 гг. частной компанией было пробурено 8 скважин на участках

интенсивной фумарольной деятельности в районе Калифорнийских Гейзеров. Самая глубокая из этих скважин достигла глубины 195 м и вскрыла сухой пар в количестве, достаточном для генерации примерно 7 тыс. кВт электрической мощности. Хотя проект был технологически успешным, он потерпел неудачу из-за отсутствия достаточного местного спроса на электроэнергию.

В 1927 г. группа частных предпринимателей пробурила 3 скважины на изобиловавшем фумаролами и грязевыми котлами участке, расположенном в 6,5 км севернее нынешнего поля Солтон-Си, для изучения геотермального пара [21]. Пар был встречен, но в количестве, недостаточном для генерации электроэнергии. Однако в разгружающемся флюиде был обнаружен углекислый газ, и в 1932 г. снова началось бурение. Поиски углекислоты были успешны, и с 1934 по 1954 г., когда из-за подъема уровня воды в озере Солтон-Си поле стало затопляться, здесь действовало коммерческое предприятие по производству сухого льда. Самой глубокой, по-видимому, была первая скважина 1927 г., пройденная до глубины 450 м. Температура флюида, циркулировавшего в скважине, достигала 118 °С. Первоначально для получения углекислоты было пробурено более 65 скважин, из которых около половины оказались продуктивными. Период продуктивности скважины, пройденной для получения углекислоты, был около двух лет; общее количество полученной углекислоты превысило 7×10^7 м³.

По инициативе геофизической лаборатории Института Карнеги в Вашингтоне в 1929 и 1930 гг. были пробурены две мелкие разведочные скважины в Йеллоустонском национальном парке — в Верхнем Гейзерном бассейне и бассейне Норрис. Они достигли глубины 124 м и 80 м, а максимальная температура в них оказалась равной соответственно 180 и 205 °С. В обеих скважинах был встречен пар, но после обстоятельного геологического и термодинамического изучения скважины были зацементированы и закрыты [7].

В то же десятилетие широкие геологические исследования проводились также в районах Гейзеров и вулкана Лассен-Пик в Калифорнии и вулкана Катмай на Аляске Алленом и Дзем [1, 4], Цисом [28] и другими исследователями.

В начале 30-х годов на фумарольном поле в районе Козо-Хот-Спрингс, Калифорния, было пробурено несколько очень мелких скважин для получения пара, пригодного для генерации электроэнергии. Ни одна скважина не была глубже 25 м, и от этого проекта в конце концов отказались.

Примерно с 1920 г. велось бурение в районе Стимбот-Спрингс, Невада, главным образом для снабжения водой ванн заведений и плавательных бассейнов. Начиная с 1945 г. по скважинам, пройденным в этом районе, были собраны об-

ширные данные [25]; в 1950 г. в районе Стимбот-Спрингс Геологической службой США для исследовательских целей было пройдено несколько скважин с применением алмазного инструмента.

ИССЛЕДОВАНИЯ ПОСЛЕ 1950 г.

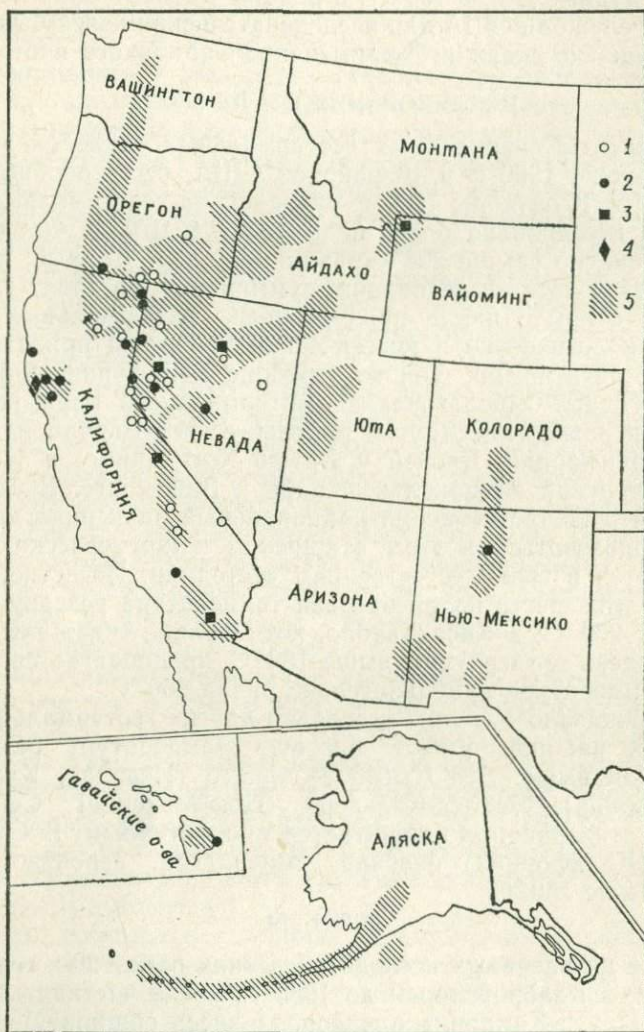
Результаты специальных геотермальных исследований, выполненных до 1960 г. в 10 районах США, были обобщены Декьюзом [5]. К октябрю 1969 г. бурением на геотермальный флюид было исследовано более 35 районов США; в этих районах было пройдено свыше 200 скважин (фиг. 3). Данные, полученные в результате исследований, суммированы в табл. 1.

Было открыто шесть продуктивных геотермальных полей, хотя технологические и юридические проблемы приостановили освоение пяти из них. Только в районе Калифорнийских Гейзеров благодаря использованию геотермального пара генерируется электроэнергия. Другие районы — Каса-Дьябло и Солтон-Си в Калифорнии, Биоуэй и Брэдис-Хот-Спрингс в Неваде и Йеллоустонский национальный парк в Вайоминге. Вполне возможно, что Йеллоустонский национальный парк никогда не будет использоваться в этом отношении в коммерческих целях, а останется в своем естественном состоянии. Известно, что на пяти из этих шести полей базовая температура резервуара превосходит 200 °С; в Каса-Дьябло, хотя мелкие скважины не встретили здесь температуры выше 182 °С, предполагается, что базовая температура приблизительно равна 200 °С.

Как показало бурение, несколько других геотермальных разведочных районов имеют базовую температуру резервуара 175 °С или выше. Это Стимбот-Спрингс (Невада), Клир-Лейк (Калифорния), Валлес-Кальдера (Нью-Мексико). Сейчас ни один из этих районов не считается продуктивным. В Серпрайз-Вэлли (Калифорния) базовая температура, вероятно, значительно выше 150 °С.

ГЕЙЗЕРЫ

После интенсивных исследовательских работ 20-х годов район оставался заброшенным до 1955 г., когда частная компания «Магма-Пауэр-Компани» арендовала здесь обширную площадь и возобновила бурение. К 1957 г. было пробурено 6 удачных скважин; основываясь на опытных выпусках из этих скважин, «Пасифик-Гэс-энд-Электрик Компани» подписала контракт с «Магма-Пауэр-Компани» и ее партнером, «Термал-Пауэр-Компани», о покупке пара для генерации электроэнергии. Одновременно с постройкой первой электрогенерирующей установки мощностью 12 500 кВт в 1960 г. было пробурено в общей сложности 11 скважин. Одна из них во время завершения строительства давала выбросы и до сих пор остается неуправляемой.



Фиг. 3. Пункты разведки геотермальных ресурсов на западе США.

1 — одиночная разведочная скважина; 2 — группа разведочных скважин; 3 — геотермальное поле с потенциальными возможностями для эксплуатации; 4 — продуктивное (эксплуатирующееся) геотермальное поле; 5 — области, перспективные для дальнейших исследований.

После 1960 г. производство электроэнергии на основе использования геотермальных ресурсов района Гейзеров постоянно возрастало. В настоящее время установленная мощность составляет 83 тыс. кВт. Тепловая мощность разгрузки пара, выведенного бурением в 11-километровой зоне, протягивающейся через территорию двух административных округов, эквивалентна более чем 300 тыс. кВт. Расположение скважин, расстояние между ними и их продуктивность указывают на то, что общие запасы пара обеспечат мощность более 1 млн. кВт. Сейчас пробурено более 75 скважин, включая пройденные в 20-х годах. Свыше 45 из них эксплуатационные. «Пасифик-Гэс-энд-Электрик-Компани» считает, что после завершения в 1971 г. ведущегося сейчас строительства двух установок дополнительный прирост мощности энергосистемы, принадлежащей этой компании, будет ежегодно составлять, по-видимому, 110 тыс. кВт. Это означает, что к 1975 г. общая мощность может достигнуть 630 тыс. кВт. Бурением эксплуатационных скважин занималась группа компаний «Юнион-Ойл-Компани» — «Термал Пауэр-Компани» — «Магма-Пауэр-Компани», а также компания «Сигнал-Ойл-энд-Гэс-Компани» и «Интернэшнл-Джиотермал-Рисорсез». Многие другие компании имеют разрешения на бурение или арендные договоры в этом же районе.

Резервуар Гейзеров состоит из сильно трещиноватых граувакк, сланцев и базальтов францисканской формации юрского и мелового возраста. Первичная литологическая проницаемость францисканской формации крайне низкая. Однако большая площадь, на которой бурение оказалось успешным, быстрое возрастание давления после закрытия скважины и относительно постоянная высокая скорость истечения пара указывают на существование крупного резервуара. Законченные недавно скважины имеют глубину 1200—2400 м и дают в среднем более 70 т пара в час. Очевидно, проницаемыми являются зоны разломов, дробления и трещиноватости, возможно, некоторые контакты и области интенсивного растворения — выщелачивания. Температура резервуара около 260—290 °С. Давление на устье закрытых скважин глубиной более 600 м составляет 30—33 кг/см². В некоторых мелких скважинах установлен перегрев, но убедительных свидетельств существования его в более глубоких скважинах нет. Явная независимость давления на устье закрытых скважин от их глубины указывает, что в большей части поля существует паровая фаза. Однако отсутствие повсеместного перегрева в более глубоких горизонтах поля указывает на существование, по крайней мере локальное, воды и пара. Положение границы раздела вода—пар и размеры водного питания пока остаются предметом дискуссии. Устьевые давления в закрытых скважинах, особенно в более старых и мелких,

Результаты разведочного бурения на геотермальные

№ п/п	Район разведки	Число скважин	Период бурения, гг.	Цель разведки	Производитель работ
1	Гейзеры, Калифорния	78	1921—1925 1955—1969	ГТР	«Гейзер-Девелопмент», «Магма-Пауэр», «Термал-Пауэр», «Юнион-Ойл», «Джиотермал-Рисорсез-Интернэшнл», «Сигнал-Ойл-энд-Гэс»
2	Солтон-Си (Ниланд), Калифорния	15 (>65)	1927 1932—1954 1957—1965	ГТР (CO ₂) НГ, ГТР	«Пайонир-Девелопмент» (3; 1927); «Кент-Империэл-Ойл» (1; 1957); «О'Нейл-Джиотермал-Инк.» (2; 1961—1962); «Трансконтинентал-Пауэр» (1; 1961); «Шелл-Ойл» (2; 1963—1964); «Вестерн-Джиотермал-Инк.» (2; 1962—1964); «Эрс-Энерджи-Инк.» (3; 1963—1964); «Империэл-Термал-Продуктс» (1; 1965)
3	Каса-Дьябло (Маммот), Калифорния	11	1959—1969	ГТР	«Магма-Пауэр» (и связанные с ней)

Таблица 1

флюиды в США по состоянию на октябрь 1969 г.

Характер поверхностных проявлений и их температура, °С	Данные бурения		Прочие сведения
	Температура макс., °С	Глубина макс., м	
Несколько участков с фумаролами и горячими источниками, до 100°	> 260	2485	Теплосодержание ~ 670 ккал/кг, паровая фаза в резервуаре; перегрев в мелких скважинах; компания «Пасифик-Гэс-энд-Энерджи» производит 83 МВт электрической мощности; установка 110 МВт строится; бурением установлена продуктивность зоны протяженностью 11 км; мощность поля может превышать 1000 МВт.
Кипящие грязевые котлы, углекислые газовые струи, до 100°	360	2469	Теплосодержание ~ 250 ккал/кг, рассол концентрацией 220 000—260 000 млн ⁻¹ , содержит хлориды Na, K, Ca; 20% массы переходит на устье в пар; имеются проблемы, связанные с коррозией, осаждением солей в трубопроводах, сбросом отработанных вод; экспериментальный генератор на 3 МВт; экспериментальное извлечение солей; расположен в структурной рифтовой депрессии; предполагается, что южнее находятся другие геотермальные бассейны; обширное неглубокое месторождение CO ₂ , эксплуатировавшееся с 1932 по 1954 г.
Несколько участков с фумаролами и горячими источниками, до 90°	178	313	Пароводяная смесь (пара 5%); температура резервуара > 188°С; имеются проблемы, связанные со сбросом отработанных вод и осаждением солей в трубопроводах; край обширной структурной депрессии



№ п/п	Район разведки	Число скважин	Период бурения, гг.	Цель разведки ¹	Производитель работ
4	Брэдис-Хот-Спрингс, Невада	9	1959—1965	ГТР	«Магма-Пауэр» (и связанные с ней), «Эрс-Энерджи-Инк.»
5	Биоуэй, Невада	11	1959—1965	ГТР	«Магма-Пауэр» (и связанные с ней)
6	Йеллоустонский национальный парк, Вайоминг	15	1929—1930, 1967—1969	И	Институт Карнеги, Вашингтон; Геологическая служба США
7	Стимбот-Спрингс, Невада	~ 36	1920—1962	ГТР, И, В	«Магма-Пауэр» (и связанные с ней) (1959—1962), Геологическая служба США (1950—1951), многие частные группы
8	Клир-Лейк (Салфар-Бэнк-Майн), Калифорния	4	1961—1964	ГТР	«Магма-Пауэр» (и связанные с ней); «Эрс-Энерджи-Инк.»
9	Валлес-Кальдера (Хемес-Спрингс, Серные Источники), Нью-Мексико	4	1960—1964	НГ, ГТР	«Вестэйтс-Петролеум»; «Дуниган-Тул-энд-Сеп-лай»

Продолжение табл. 1

Характер поверхностных проявлений и их температура, °С	Данные бурения		Прочие сведения
	Температура макс., °С	Глубина макс., м	
Кипящие источники и паровые струи, до 98°	214	1538	Пароводяная смесь (пара 5%); температура резервуара >204° С; имеются проблемы, связанные с осаждением солей в трубопроводах; край большой структурной депрессии
Фумаролы, парящий грунт, горячие источники, гейзеры, до 96°	212	623	Пароводяная смесь (пара 5—10%); температура резервуара >204° С, имеются проблемы, связанные с подтоком холодной воды и осаждением солей в трубопроводах
Очень обширные участки с гейзерами, кипящими источниками, фумаролами, парящим грунтом, до 96°	> 238	330	Сухой пар и пароводяная смесь; температура в главном резервуаре >238°; освоение в пределах Национального парка, по-видимому, невозможно; разведано 6 районов вдоль 65-километровой зоны; большая кальдера
Гейзеры, кипящие источники и фумаролы, до 96°	187	556	Пароводяная смесь (пара 5—10%); температура резервуара ~ 177°; имеются большие трудности из-за осаждения солей в трубопроводах; горячая вода встречена 120 скважинами мелкого бурения вдоль 19-километровой зоны к северу от г. Рено
Горячие источники, до 50°; горячие рудничные воды, до 80° на глубине 98 м	186	1500	Пароводяная смесь (пара 5%); неглубоко залегающий горизонт с CO ₂ ; температура резервуара ~ 182°; большие трудности, связанные с удалением сбросных вод
Горячие источники, до 86°	> 204	1700	Пароводяная смесь (пара 5—10%); сообщалось, что производительность уменьшается со временем; температура резервуара ~ 204°; край крупной кальдеры

№ п/п	Район разведки	Число скважин	Период бурения, гг.	Цель разведки ¹	Производитель работ
10	Серпрайз-Вэлли (Лейк-Сити), Калифорния	4	1959—1962	ГТР	«Магма-Пауэр» (и связанные с ней)
11	Калистога, Калифорния	3	1960—1961	ГТР	«Калистога-Пауэр»
12	Дарруг, Невада	1	1962, в 1963 возобновлено	ГТР	«Магма-Пауэр» (и связанные с ней)
13	Уилбур-Спрингс, Калифорния	2	1965, 1968	ГТР	«Магма-Пауэр», «Кордеро-Майнинг», «Уорлдуайд-Джиготермал-Эксплорейшн»
14	Лассен-Пик (Вершинный Гейзер), Калифорния	1	1962	ГТР	«Гейзерс-Стим»
15	Эрроухед-Спрингс, Калифорния	2	1963	ГТР	«Р. А. Роуэн и К°»
16	Вабуска, Невада	3	1959	ГТР	«Магма-Пауэр» (и связанные с ней)
17	Монте-Нева, Невада	1	1965	ГТР	«Магма-Пауэр» (и связанные с ней)
18	Стилуотер, Невада	1	1964	ГТР	«О'Нейл-Джиготермал-Инк.» и «Чарлс Олифант»
19	Седарвилл, Калифорния	1	1962	ГТР	«Магма-Пауэр» (и связанные с ней)

Продолжение табл. 1

Характер поверхностных проявлений и их температура, °С	Данные бурения		Прочие сведения
	Температура макс., °С	Глубина макс., м	
Грязевые котлы и кипящие источники, грязевое извержение в 1951 г., до 98°	160	654	Пароводяная смесь; температура резервуара >150°; край большого грабена
Горячие источники, до 78°	137	> 600	Пароводяная смесь (количество пара очень мало); температура резервуара ~ 140°; имеются трудности, связанные со сбросом и осаждением солей; многочисленные мелкие скважины выводят горячую воду вдоль 3-километровой зоны; одна скважина работает на гейзерном режиме, высота струи 12 м
Кипящие источники, до 97°	129	246	Очень большой дебит горячей воды, дебит пара незначительный
Горячие источники, до 67°	140	1130	Очень большой дебит горячей воды, дебит пара незначительный; общая минерализация 30 000 млн ⁻¹
Гейзер и горячие источники, до 96°	129	390	На окраине Национального парка; в пределах парка обширные участки с фумаролами и горячими источниками, связанные с кальдерой
Горячие источники, до 86°	112	173	Горячая вода
Горячие источники, до 72°	106	676	" "
Горячие источники, до 89°	88	121	" "
Нет	~ 116	> 970	Очень большой дебит горячей воды; скважина глубиной 80 м фонтанирует водой с температурой 88°С; в пределах структурной депрессии Карсон-Синк
Горячие источники, до 54°	54	223	Горячая вода

№ п/п	Район разведки	Число скважин	Период бурения, гг.	Цель разведки	Производитель работ
20	Уэндел, Калифорния	1	1962	ГТР	То же
21	Эмеди, Калифорния	3	1962	ГТР	„
22	Келлис-Хот-Спрингс, Калифорния	1	1969	ГТР	«Джиотермал-Рисорсез-Интернэшнл»
23	Крамп (Эдел), Орегон	1	1959	ГТР	«Магма-Пауэр» (и связанные с ней)
24	Лэйквью, Орегон	2	1961	ГТР, В	«Магма-Пауэр» (и связанные с ней)
25	Пуна (Калапана, Пахоа), Гавайские острова	5	1961	ГТР	То же
26	Фейлс-Хот-Спрингс, Калифорния	1	1962	ГТР	«Магма-Пауэр» (и связанные с ней)
27	Бриджпорт, Калифорния	1	1962	ГТР	То же
28	Текопа, Калифорния	1	1962	ГТР	„
29	Козо-Хот-Спрингс, Калифорния	1	1967	И	Военно-Морские Силы США
30	Рэндсбург, Калифорния	1	1960	ГТР	«Магма-Пауэр» (и связанные с ней)
31	Форт-Брэгг, Калифорния	2	1965	ГТР	«Норзерн-Плэйнс-Петролеум»
32	Генуя, Невада	2	1962	ГТР	«Юнайтед-Стейтс-Стил-Корпорейшн»
33	Смит-Вэлли, Невада	1 ?	1962 ?	ГТР	То же

Продолжение табл. 1

Характер поверхностных проявлений и их температура, °С	Данные бурения		Прочие сведения
	Температура макс., °С	Глубина макс., м	
Горячие источники, до 98°	79	191	„ „
Горячие источники, до 98°	107	339	„ „
Горячие источники, до 96°	110	974	Крупная зона поглощения на глубине 486 м
Горячие источники, до 73°	121	512	Скважина, работающая на гейзерном режиме, дебит 25—38 л/с, высота выброса 30—45 м
Горячие источники, до 85°	116	200	Скважины, работающие на гейзерном режиме, высота выброса 15—18 м. Вода используется в теплицах
Паровые струи; парящий грунт, до 83°	103	210	Паровые струи, связанные с извержением Килауза в 1959—1960 гг.
Горячие источники, до 61°	< 38	126	Теплая вода
Горячие источники, до 77°	50	299	Горячая вода
Горячие источники, до 43°	Низкая	128	Теплая вода
Фумаролы, кипящие источники, мелкие парящие котлы, до 98°	142	114	В скважине может устанавливаться гейзерный режим, расход непостоянный; голоценовые перлитовые купола и базальтовые потоки
Нет	116	235	Поисковая на ртуть скважина 1920 г. встретила пар
Нет	64	1209	Участок выявлен геохимическими исследованиями и интерпретацией аэрофотоматериалов
Горячие источники, до 72°	83	385	В районе пробурено около двадцати мелких термометрических скважин
Горячие источники, до 62°	—	—	Сообщалось, что скважина (скважины) пробурена в районе Симпсон-Хот-Спрингс

№ п/п	Район разведки	Число скважин	Период бурения, гг.	Цель разведки ¹	Производитель работ
34	Пирамид-Лейк, Невада	3	1964	ГТР	«Вестерн-Джиотермал-Инк.»
35	Ферили (Хейзен), Невада	1	1962	ГТР	«Магма-Пауэр» (и связанные с ней)
36	Крисцент-Вэлли, Невада	1	1965	ГТР	То же
37	Кламат-Фолс, Орегон	> 350	1920—1969	В, О	«Кламат-Фолс-Скул-Дистрикт»; очень многие частные группы
38	Уорд-Рэнч (Флай-Рэнч), Невада	1	1920	В	—
39	Бернс, Орегон	1	—	В	—

Термометрические данные по некоторым

Дезерт-Хот-Спрингс, Калифорния	~ 80	1934—1968	В	«Дезерт-Хот-Спрингс-Уотер-Дистрикт», а также очень многие частные группы
Анимас-Вэлли, Нью-Мексико	3	1954 и ранее	В	—
Рафт-Ривер-Бэйсин, Айдахо	4	1935—1948	В	—

Продолжение табл. 1

Характер поверхностных проявлений и их температура, °С	Данные бурения		Прочие сведения
	Температура макс., °С	Глубина макс., м	
Кипящие источники, до 98°	~ 116	1790	Очень большой дебит горячей воды
Горячие источники, до 96°	132	228	В 19 км к востоку находится район парящего грунта; на краю структурной депрессии Карсон-Синк
Горячие источники, до 50°	73	125	Горячая вода
Горячие источники, до 85°	113	549	Одна скважина дает сухой пар при низком давлении на устье; горячая вода через систему теплообмена используется для обогрева более 400 зданий; температура резервуара ~ 110°С на глубине около 120 м; существовавшие ранее горячие источники исчезли из-за понижения уровня подземных вод
Теплые и горячие источники	> 104	Мелкая	Постоянно изливающая скважина, создавшая купол травертина высотой 4,5 м; на краю структурной депрессии Блэк-Рок-Дезерт
Теплые источники, до 27°	~ 93	~ 213	Вода используется для обогрева теплицы

районам горячих подземных вод

Нет	~ 93	245	11-километровая зона скважин с горячей водой вдоль продолжения разлома Сан-Андреас; температура резервуара ~ 93°С на глубине 60 м
Нет	102	32	В одной скважине может устанавливаться гейзерный режим; другие скважины района дают горячую и теплую воду
Нет	99	164	Изливающие скважины; другое название района — Фрэзер-Хот-Спрингс

№ п/п	Район разведки	Число скважин	Период бурения, гг.	Цель разведки ¹	Производитель работ
	Бойз, Айдахо	2	1890?	В, О	«Бойз-Уотер-Корпорейшн»
	Комсток-Лоуд (добыча золота и серебра), Невада Ист-Тинтик (добыча меди, серебра, свинца, золота), Юта				

Термометрические данные по неко

¹ Цель исследований обозначена символами: ГТР — разведка геотермальных ресурсов; геотермальных систем; НГ — поиски нефти и газа; СО₂ — добыча углекислоты; О — добыча

уменьшались, указывая, что питание верхних горизонтов поля недостаточно для поддержания современной производительности (при фонтанировании из верхних горизонтов расходуется 70 т пара в час). Многие скважины, первоначально пробуренные на глубину менее 300 м, были успешно углублены со значительным ростом дебита и устьевого давления. Это указывает, что наиболее мелкие горизонты поля, давно разгружающиеся через фумарольные струи вдоль видимой зоны разлома, не имеют свободной связи с более глубоким резервуаром.

Пар из более глубоких скважин содержит несколько больше газа, чем из мелких. В нем присутствует приблизительно 50 млн⁻¹ бора. Из-за содержания бора конденсат из турбин не может сбрасываться в поверхностные водостоки. Сейчас на западной окраине поля одна из неиспользуемых скважин испытывается как поглощающая для сброса части этого конденсата.

Источником тепла геотермального поля является, по-видимому, магматический массив плейстоценового возраста, залегающий на глубине северо-восточнее Гейзеров. Ближайшее молодое магматическое тело — гора Кобб, плейстоценовый купол риодацитов, находящийся примерно в 5 км от Гейзеров.

КАСА-ДЬЯБЛО

Первое опробование геотермальных ресурсов Каса-Дьябло было проведено в 1959 г. К сегодняшнему дню «Магма-Пауэр-

Продолжение табл. 1

Характер поверхностных проявлений и их температура, °С	Данные бурения		Прочие сведения
	Температура макс., °С	Глубина макс., м	
Горячие источники, до 60°	80	~ 121	Вода используется для теплофикации более 200 домов
<p><i>горным горнопромышленным районам</i></p> <p>Температура до 81° на глубине 936 м</p> <p>Температура до 73°С в скважине глубиной около 456 м; юго-восточнее температура может достигать 93°С</p>			В 13 км к юго-востоку от района Стимбот-Спринг
<p>В — добыча воды для бытового и сельскохозяйственного водоснабжения; И — исследование воды для теплофикации.</p>			

Компани» и связанные с ней компании пробурили здесь 11 скважин. Мак-Нитт [15] писал, что самая мощная из этих скважин при опробовании в 1960 г. дала 31 т пара и 214 т воды. Эта скважина пробурена только на 192 м: самая глубокая достигла всего 324 м. Все имеющиеся сейчас скважины закрыты, и ни одна из них не может считаться продуктивной.

Освоению этого поля препятствуют большие юридические и технологические трудности. Много потенциально ценной земли ныне недоступно для геотермальных исследований; в результате бурение ведется только в ограниченной гипертермальной области в структурной депрессии Лонг-Вэлли.

Таким образом, неизвестно, какова протяженность поля и типичны ли условия, встреченные при бурении, для самого резервуара или только для его окраин. Не менее важно и то, что остающийся после отделения пара флюид содержит недопустимые количества мышьяка, бора и фтора, и его нельзя сбрасывать в поверхностные или грунтовые воды. Отложение в скважинах карбоната кальция представляет собой еще одну проблему. Рассматривается прямой возврат отработанного флюида в недра поля Каса-Дьябло.

Структурная депрессия Лонг-Вэлли имеет размеры около 30×15 км и по крайней мере с трех сторон ограничена разломами. Каса-Дьябло находится на ее западной окраине, в районе развития плейстоценовых вулканических пород. По составу это преимущественно риолиты, латиты и андезиты; многие из

них, согласно радиометрическому возрастному датированию, моложе 700 тыс. лет. Мощность вулканических и аллювиальных образований может превосходить 2400 м. Севернее и северо-восточнее располагаются весьма обширные поля позднегеретичных и четвертичных вулканических пород. Они также маркируются гидротермальными проявлениями. Бурение мелких скважин в Бриджпорте и Фейлс-Хот-Спрингс, в 80 км к северо-западу от района Каса-Дьябло, было безуспешным.

СОЛТОН-СИ

В 1957 г. компанией «Кент-Империэл-Ойл-Компани» в Солтон-Си была пробурена поисковая скважина на нефть в 8 км к югу от геотермальной разведочной скважины 1927 г. Скважина Синклер №1 была пройдена на глубину более 1400 м и дала геотермальный рассол с температурой около 315 °С. С тех пор о нефтегазовых перспективах района было забыто, и для разведки геотермального пара было специально организовано несколько компаний.

На сегодняшний день здесь пробурено 12 скважин в дополнение к трем, пройденным в 1927 г., и нескольким десяткам, пробуренным для извлечения углекислоты. Одна из этих новейших скважин, пройденная в 1965 г. до глубины всего 520 м, была предназначена для проверки возможности сброса остаточного геотермального рассола путем закачки в недра. Другие 11 скважин имеют максимальную глубину 2470 м при средней глубине около 1500 м.

Поле рассолов Солтон-Си продуцирует флюид, содержащий приблизительно 220 000—260 000 млн⁻¹ растворенных солей, главным образом хлоридов натрия, кальция и калия, из резервуара, температура которого достигает 360 °С на глубине около 2000 м. Данные указывают, что залежь рассола занимает площадь 30—50 км² и что объем ее превышает 4 км³. В структурном отношении поле приурочено к южному продолжению разлома Сан-Андреас и находится внутри главного трога, образование которого, вероятно, связано с раздвижением западной окраины материка. Некоторые исследователи указывают, что в этом регионе Восточно-Тихоокеанское поднятие уходит под берег континента. Внутри этой же структурной провинции лежит мексиканское геотермальное поле Серро-Прието, и Рекс [20] высказал предположение, что с гравитационными аномалиями, расположенными между Солтон-Си и Серро-Прието, связаны и другие залежи рассолов. Они исследуются в настоящее время.

Резервуар Солтон-Си состоит из проницаемых песков и алевролитов плиоценового возраста, залегающих на глубине более 900 м. Они перекрыты относительно непроницаемыми пластами

глин и алевроитов плейстоценового и голоценового возраста. Положительные аномалии Буге внутри трога Солтон отчасти связаны с пятью небольшими обсидиановыми куполами позднеплейстоценового возраста. Возможно, более обоснованно связывать эти гравитационные аномалии с большей плотностью пород вследствие метаморфизма плиоценовых осадков *in situ* до фации зеленых сланцев [17].

После вскрытия скважинами около 20% рассола переходит в пар, оставляя остаточную рапу с концентрацией 330 000 млн⁻¹. Предполагается сооружение предприятий для генерации электроэнергии, коммерческого извлечения химических солей и, возможно, для конденсации пресных вод с целью использования их для водоснабжения и орошения, поскольку данный район находится в условиях исключительно засушливого пустынного климата. Единственная имеющаяся оценка говорит о возможности генерации на базе геотермальных ресурсов поля 250 тыс. кВт электрической мощности. Общее содержание в рассолах лития и цезия, по-видимому, превосходит известные мировые запасы. При работе установок мощностью 250 МВт ежегодное производство хлористого кальция будет превышать 4 млн. т. Однако имеется много проблем: сброс рапы в поверхностные и грунтовые воды недопустим; выпаривание на солнце требует аренды обширных участков; рыночные условия для сбыта больших количеств калия, лития, поваренной соли сейчас не очень благоприятны и не могут заметно улучшиться в ближайшие годы; высокая коррозионная активность рассолов и выпадение из них солей требуют специально сконструированных трубопроводов, клапанов, сепараторов и турбин; наконец, для извлечения солей из испарительных бассейнов тоже необходима специальная техника. Работы по освоению поля продолжаются в очень ограниченном масштабе, самый заметный их результат — эпизодическое коммерческое производство растворов хлористого кальция.

БРЭДИС-ХОТ-СПРИНГС

Начиная с 1959 г. здесь было пробурено 9 разведочных геотермальных скважин. Семь, включая самую первую, были пройдены компанией «Магма-Пауэр-Компани» и ее партнерами, две — компанией «Эрс-Энерджи-Инкорпорейтед», теперь являющейся частью «Юнион-Ойл-Компани». Некоторые из этих скважин очень мелкие. По крайней мере две из них были впоследствии углублены. Единственная глубокая разведочная скважина достигла 1525 м.

Добыча пара и горячей воды производится из близповерхностной зоны вдоль главного разлома. Однако были встречены и другие зоны горячих флюидов на глубинах до 1500 м.

В результате буровых работ 1959 г. на пятикилометровом отрезке главного разлома проявилась интенсивная фумарольная деятельность [5].

Базовая температура резервуара, по-видимому, выше 200 °С, тогда как на выходе температуры потока пара и воды обычно превышают 150 °С. Главная проблема в освоении этого поля — отложение кальцита в скважинах, и предполагают, что для генерации электроэнергии окажется необходимым использовать некоторые промышленные конструкции теплообменников. «Магма-Пауэр-Компани» заключила контракт на постройку здесь бутановой теплообменной установки мощностью 10 тыс. кВт, которая должна быть испытана в 1971—1972 гг.

Термопроявление Брэдис-Хот-Спрингс лежит на окраине главного структурного бассейна Невады, который включает депрессии Карсон-Синк и Гумбольдт-Синк. Как видно из фиг. 1, в этой области очень много термопроявлений. Скважины, пробуренные в 50 км юго-восточнее, близ Стилуотера, изливают большое количество очень горячей воды.

Более глубокие скважины в районе Брэдис-Хот-Спрингс прошли аллювий, конгломераты конусов выноса, озерные отложения, вулканические образования и лавовые потоки, по-видимому, четвертичного и позднечетвертичного возраста. Глубина фундамента в этом районе не известна.

БИОУЭИ

Начиная с 1959 г. в районе Биоуэй компанией «Магма-Пауэр» и связанными с ней компаниями пробурено около 11 скважин. Некоторые из них продуцируют геотермальный флюид, одна скважина дает в час около 23 т пара и 634 т горячей воды при температуре 172 °С и давлении на устье 8 кг/см². Продуктивны верхние 210 м разреза скважин. Проникновение холодных грунтовых вод в эти мелкие скважины понижало температуру флюида в них и, по-видимому, лишало их промышленного значения. Поэтому, несмотря на большой излив из открытых скважин, ни одной скважины, пригодной для эксплуатации, здесь не оборудовано. При бурении были вскрыты температуры до 214 °С, которые, вероятно, отражают условия в резервуаре. Эти температуры встречены на глубине 150—200 м под террасами, сквозь которые выбивают паровые струи. Места выхода струй, вероятно, контролируются разломами, смещения по которым образовали грабен вдоль фронта хребта. Непосредственно к западу от указанных террас на дне долины находятся горячие источники, из которых по крайней мере один проявляет гейзерную активность. Во время бурения в районе Биоуэй в 1959 г.,

как и в районе Брэдис-Хот-Спрингс, фумарола, находившаяся в 9 м от бурящейся скважины, активизировалась.

Две самые глубокие скважины в районе Биоуэй имеют глубины 585 и 626 м. Они вскрыли опалитовые натечные образования, пески, глины и явно вулканические породы; такой материал типичен для заполнения структурных депрессий в Провинции бассейнов и хребтов.

Хотя район Биоуэй до сих пор не освоен, обнаружение его потенциала представляет собой значительный результат геотермальных исследований.

ИЕЛЛОУСТОНСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ПАРК

По площади и интенсивности проявления геотермальной деятельности район Йеллоустонского парка, по-видимому, занимает в США первое место. Он протягивается в длину почти на 65 км и, поскольку, разведанные бурением области местами разобщаются, подразделяется на отдельные поля, или зоны. Самым северным из них является Маммот-Хот-Спрингс — поле массивных травертиновых террас. Примерно в 25 км к югу от него находится гейзерный бассейн Норрис, где имеется около десяти гейзеров и несколько горячих и кипящих котлов. Приблизительно в 25 км юго-западнее бассейна Норрис находится крупная зона фумарол, гейзеров, кипящих грифонов и горячих источников, протягивающаяся в южном направлении почти на 16 км. В этой зоне выделяются Нижний, Средний и Верхний гейзерные бассейны, а также обособленный гейзер Лоун-Стар в 3 км к югу от Верхнего гейзерного бассейна. В этом последнем находится знаменитый гейзер «Старый Служака». Кроме крупных геотермальных районов, Йеллоустонский парк имеет много других участков с фумаролами, гейзерами и горячими источниками. Это гейзерные бассейны Харт-Лейк, Шошон и Вест-Тамб.

С 1967 г. по настоящее время Геологическая служба США пробурила 13 скважин в шести районах Йеллоустонского парка, а именно в районе Маммот-Хот-Спрингс, бассейнах Норрис, Нижнем, Среднем и Верхнем гейзерных и в районе гейзера Лоун-Стар (две скважины в бассейнах Норрис и Верхнем гейзерном были пробурены в 1929—1930 гг. Институтом Карнеги). В самой глубокой скважине (332 м) встречена максимальная температура (выше 240 °С). Во многих скважинах термометрические наблюдения были проведены по окончании бурения. Поэтому температура резервуара, очевидно, выше. По предположению Фурнье (R. Fournier, личное сообщение, 1969), на глубине около 360 м, по крайней мере в изученных областях, могут быть встречены температуры 260° С и даже 270° С. Из разбуренных участков только в районе Маммот-Хот-Спрингс температура

резервуара значительно ниже 150 °С. Некоторые высокотемпературные участки в Йеллоустонском парке пока разведываются.

По меньшей мере одна из скважин, пробуренных в соответствии с программой этих разведочных работ, дала сухой пар. Другие продуцируют большие количества очень горячей воды, часть которой переходит в пар. Эти результаты согласуются с полученными Институтом Карнеги в 1929 г., но указывают на более высокие температуры и большую площадь распространения резервуара, чем было установлено в 1929 г.

Геологические и геофизические исследования в районе Йеллоустонского парка принесли данные о серии кальдер, тянущихся из восточного Айдахо в северо-западный Вайоминг. В Йеллоустонском парке откартированы три крупных туфопепловых потока, возраст которых, согласно грубой оценке, 500 тыс.—1 500 тыс. лет. Моложе этих образований базальтовые потоки, обсидианы, ледниковые отложения и постгляциальные туфогенные и диатомовые осадки. Это указывает, что вулканическая деятельность, сопровождавшаяся, по-видимому, возникновением кальдер, продолжалась и во время голоцена.

Несмотря на успехи разведочного бурения на природный пар, крайне маловероятно, что в пределах национального парка будет разрешено промышленное освоение геотермальных ресурсов.

ДРУГИЕ ОБЛАСТИ

Значительные потенциальные возможности использования геотермальных ресурсов обнаружены в районах Стимбот-Спрингс (Невада), Клир-Лейк (Калифорния), Валлес-Кальдера (Нью-Мексико) и Серпрайз-Вэлли (Калифорния).

В районе Стимбот-Спрингс разведочные скважины достигли глубины более 550 м. Однако большинство скважин имеет глубину лишь несколько десятков метров. Уайт [26] насчитывает в этом районе 36 скважин и, помимо них, еще несколько десятков скважин с теплой и горячей водой в 15-километровой зоне, протягивающейся от Стимбот-Спрингс на юге до Рено на севере. В центральной части поля Стимбот-Спрингс температура возрастает с глубиной очень быстро, в соответствии с кривой насыщения, достигая 170 °С на глубине 106 м. Ниже этой глубины температура существенно не изменяется. Температура резервуара оценена Уайтом [26] приблизительно в 175 °С. Несколько скважин и источников проявляют гейзерную активность, в других может быть возбужден гейзерный режим.

Выпадение в скважинах карбоната кальция при удалении углекислоты с паровой фазой создает исключительные трудности. Если этот процесс не контролировать, выпадение кальцита за несколько дней резко сужает сечение скважин.

Обширная зона термопроявлений наводит на мысль о наличии интрузивного тела вероятной площадью около 130—900 км², отдающего тепло в конвективную систему под областью Рено—Стимбот-Спрингс.

В районе Клир-Лейк, Калифорния, имеются базальтовые шлаковые конусы и потоки позднеплейстоценового возраста. Эти вулканические образования — часть той же магматической серии, которая, как полагают, снабжает теплом и район Гейзеров. Бурение на Клир-Лейк достигло глубины почти 1200 м. Измеренные температуры превышают 185 °С, и предполагается, что базовая температура резервуара выше 175 °С. Одна скважина, пройденная на 427 м, продуцирует в час около 23 т пара и 680 т горячей воды при давлении около 7 кг/см². Термопроявление, однако, считается непромышленным главным образом из-за того, что высокое содержание бора (более 100 млн⁻¹) создает необыкновенные трудности для сброса отработанных вод.

В 1960 г. компанией «Вестэйтс-Петролеум» было проведено разведочное бурение на нефть в районе Валлес-Кальдера, округ Сандовал штата Нью-Мексико. Скважина достигла глубины 1121 м и дала пар и горячую воду [22]. После этого она неоднократно испытывалась но, по-видимому, не представила промышленного интереса. В 1963 и 1964 гг. компанией «Данигэн-Тул-энд-Сеплай» в этом районе были пробурены 3 другие скважины. Максимальная глубина, по сообщению Саммера [22], составляет 1700 м. Полагают, что температуры в скважинах значительно превышают 200 °С и что огромный объем пара и воды продуцируется несколькими горизонтами, самый мелкий из которых лежит на глубине менее 300 м, а самый глубокий — более 1100 м. Считается, что расход в процессе испытаний быстро снижается.

Предполагается, что Валлес-Кальдера образовалась миллион лет назад в результате обрушения, сопровождавшегося экстремиями риолитовых куполов и извержением пирокластического обломочного материала. Геотермальные скважины были пройдены на западном краю этой кальдеры. В районе имеется мощная зона горячих источников, многие из которых выходят у борта кальдеры.

Район Серпрайз-Вэлли в северо-восточной Калифорнии отделен от хребта Уорнер на западе резким сбросовым уступом. В 1951 г. в этом районе, у Лейк-Сити, произошло внезапное извержение грязевого вулкана. В 1959 г., а затем вновь в 1962 г. компания «Магма-Пауэр» и ее партнеры разбуривали этот район и прошли в общей сложности 4 скважины. Максимальная достигнутая глубина превысила 640 м и, по сообщению Мак-Нитта [15], максимальная температура была 160 °С (в другом

районе распространения горячих источников, расположенном в 16 км южнее, бурение было менее успешным). Одна скважина глубиной около 600 м вскрыла только аллювиальные и озерные отложения грабена. Глубина до фундамента не известна. Верхняя часть хребта Уорнер в этом районе сложена интрузивными породами, по-видимому, плиоценового возраста. В долине западнее хребта Уорнер скважина, бурившаяся как разведочная на нефть и оказавшаяся неудачной, встретила температуру около 150 °C на глубине 2917 м.

Во многих других районах Невады, Калифорнии, Гавайских островов и Орегона бурение было менее успешным. Некоторые из пробуренных там разведочных скважин были слишком мелкими или расположенными слишком неудачно, чтобы судить о перспективах дальнейшей разведки в этих районах. Это, вне сомнения, верно в отношении района Лассен-Пик, где одна неудачная скважина была пройдена у границы главной кальдеры, и в отношении района Козо-Хот-Спрингс, где самая глубокая скважина едва достигла 120 м.

МЕТОДЫ РАЗВЕДКИ

Проведение разведочных работ определяется двумя обстоятельствами: присутствием гипертермальных проявлений и возможностью аренды или покупки участка. Только в тех районах, где геотермальные флюиды были встречены случайно, при разведочных работах иного назначения, разведка не направлялась гипертермальными проявлениями. Однако некоторые гипертермальные области не были изучены детальными работами или бурением из-за юридических проблем, связанных с правом собственности на землю.

Необходимо подчеркнуть разницу между разведочными работами, выполненными частными компаниями или отдельными лицами, и теми, которые поддерживались общественными организациями или учреждениями. Последние гораздо чаще проводили до бурения детальные геохимические, геофизические и геологические исследования. Первые в некоторых случаях тратили гораздо больше времени и средств на получение права аренды и разрешения на бурение, чем на предварительную геологическую разведку. Действительно, во многих случаях после приобретения права аренды не было никакой промежуточной стадии разведки перед бурением разведочных скважин. Однако в последнее время, особенно после 1966 г., бурению предшествовала более детальная разведка.

Методы разведки разных компаний и учреждений, занимающихся этим делом, различны. Однако можно заметить определенные общие черты. В большинстве случаев бурение ведется

теперь роторным методом и предусматривается, что после обсадки ствола в скважине циркулирует воздух, исключая таким образом поступление холодных грунтовых вод.

Кроме того, в последние годы увеличивается глубина бурения. До 1960 г. очень мало скважин было пройдено на глубину более 300 м, а многие были мельче 180 м. Немногие глубокие скважины, пройденные до 1960 г., почти без исключения были случайными, бурившимися для поисков нефти и газа. Начиная с работ 1961 г., в районах Солтон-Си и Гейзеров скважины стали буриться на глубину более 600 м специально для поисков геотермального пара.

Кроме районов Солтон-Си и Гейзеров, глубокие скважины были пробурены и в некоторых других местах. Без успеха была пройдена на глубину 1800 м скважина в районе Пирамид-Лейк, Невада. Одна из четырех скважин, пробуренных в Валлес-Кальдере, достигла глубины около 1700 м. Скважина в районе Клар-Лейк, Калифорния, достигла 1220 м, а другая, в районе Брэдис-Хот-Спрингс, превысила 1500 м. Однако на некоторых полях бурение было неглубоким. Это относится к районам Стимбот-Спрингс, Йеллоустон, Каса-Дьябло и Козо-Хот-Спрингс. Скважины в других районах, разбуренные на большую глубину, могли дать полезную информацию об условиях на глубине при более тщательном выборе мест заложения скважин: постановка буровых работ не обосновывалась ничем, кроме доступности участка для разведки и наличия гипертермальных проявлений. Это относится к районам Серпрайз-Вэлли, Биоуэй и Калистога.

Геологическое картирование, сопровождавшееся гравиметрической съемкой и иногда дополнявшееся геохимической съемкой, измерениями температурного градиента и аэромагнитной съемкой, было самым распространенным средством разведки. Обычно, когда две или более компаний разведывали соседние или перекрывающиеся участки, происходило дублирование усилий. Например, в районе Гейзеров по крайней мере трижды независимо произведены аэромагнитные съемки. Как и в нефтяной разведке, происходил некоторый обмен данными.

Каротажные операции были такими же, как и при нефте-разведочных работах. Трудности в получении температурных и других данных по скважинам разрешались не полностью, и обычно сообщаемые температурные данные бывали получены при циркуляции раствора. Скважины ударноканатного бурения менее подходящи для получения удовлетворительных каротажных данных, хотя они часто позволяют провести более точные температурные измерения.

Изучение резервуара проводилось в районах Гейзеров и Солтон-Си. Продолжение работ по освоению Гейзеров позволило

пересмотреть и уточнить модель резервуара. Изучение микросейсм, по крайней мере в виде эксперимента, было начато в районе Гейзеров [14], и в настоящее время, как сообщается, оно ведется в Валлес-Кальдере. Попытка инфракрасной съемки была предпринята в районе Гейзеров [16], а также в Каса-Дьябло и некоторых других районах.

Очень подробные исследования, проведенные Геологической службой США в геотермальном районе Йеллоустонского парка, включали геологическое картирование, гравиметрическую и аэромагнитную съемки, исключительно детальные геохимические и термодинамические исследования, инфракрасную съемку и бурение тринадцати разведочных скважин. В ограниченных масштабах были выполнены также аэрогаммасъемка, сейсмические исследования и исследования по комплексу AFMAG.

В Козо-Хот-Спрингс Военно-Морские Силы США и Горно-геологическая служба Калифорнии провели сходный комплекс исследований с упором на геологическое картирование, гравиметрическую, аэромагнитную и инфракрасную съемки и другие фотогеологические методы с использованием также анализа распределения ртути как геохимического индикатора.

В районе Солтон-Си исследователями из Калифорнийского университета, Риверсайд, использовались электроразведка, гравиметрическая съемка и измерения теплового потока.

Из наиболее подробных исследований геотермальных полей Северной Америки необходимо отметить капитальную работу Уайта [25] и его сотрудников по геологии, геохимии, геофизике и гидрогеологии района Стимбот-Спрингс.

ПРОБЛЕМЫ РАЗВЕДКИ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ

Наиболее серьезные проблемы, препятствующие разведке геотермальных ресурсов, — юридические и финансовые. В западных штатах США большая часть земли является общественной собственностью: например, в Калифорнии 50%, а в Неваде 90%. Юридического способа аренды таких земель для разведки и освоения геотермальных ресурсов не существует, поскольку геотермальный флюид не подпадает под действие существующего горнопромышленного законодательства. Кроме того, общественные земли, в недрах которых предположительно содержится геотермальный флюид, специально исключаются из числа тех, которые могут быть отданы под разработку ископаемых или в аренду. Вопрос об изменении существующего законодательства с целью разрешения аренды участков для геотермальной разведки уже много лет ставится перед Конгрессом США. Пока проблема не решена. Штаты Калифорния и Нью-Мексико приняли постановления, разрешающие аренду земельной собствен-

ности штатов для разведки геотермальных ресурсов. Такие земли составляют всего 2% территории Калифорнии.

Для некоторых частных владений, где право на разработку недр сохраняется за прежним владельцем или за федеральным правительством, также существуют юридические проблемы, касающиеся права на владение геотермальными ресурсами.

Очень трудно собрать достаточные капиталовложения на долгий и рискованный период от первоначальной разведки до завершения строительства геотермальной электростанции. Причиной тому являются относительная новизна геотермальной энергетики, традиционный консерватизм многих вкладчиков капитала и руководства предприятий общественного пользования и длительность подготовительного периода, требуемого для строительства сооружений. Проще говоря, достаточного, гарантированного рынка сбыта для геотермального пара не существует; пока очень рискованно вкладывать средства в проекты геотермальной разведки. На нынешней стадии нет компаний, ведущих разведку геотермального пара и одновременно производящих электроэнергию. Компания «Сьерра-Пасифик-Пауэр» из Невады вложила часть своих средств в разведку района Биоуэй, но это исключение из правила, по которому общественные предприятия не занимаются разведкой геотермальных ресурсов.

Другая группа проблем касается удаления отработанных флюидов. Стандарты на качество воды запрещают сброс геотермальных рассолов и остаточных вод в большинство поверхностных водоемов и водостоков и в обычные грунтовые воды. По-видимому, никакой геотермальный проект не может быть успешно осуществлен без решения технических и экономических проблем сброса отходов.

Существуют и другие технологические проблемы, в том числе коррозия и образование накипи (закупорка) скважин, которые на некоторых полях стоят особенно остро. Геотермальные изыскания в районе Стимбот-Спрингс были прекращены по существу из-за закупорки скважин, и по тем же причинам задерживалось освоение районов Каса-Дьябло, Солтон-Си и Брэдис-Хот-Спрингс.

Общая картина, однако, не так уж безрадостна. По мере расширения производства электроэнергии за счет геотермальных ресурсов Гейзеров к геотермальной энергетике стали благосклонно относиться как коммунальные предприятия, так и широкая общественность. Это может привести к участию предприятий общественного пользования и капиталистических фирм в ранних стадиях разведки. Некоторые предприятия, в том числе «Саузерн-Калифорния-Эдисон» и «Сьерра-Пасифик-Пауэр», выразили готовность купить геотермальный пар.

Стимулом для компаний, занимающихся разведкой геотермальных ресурсов, было недавнее решение федерального управления, согласно которому в целях обложения налогом геотермальный пар может рассматриваться как газ и поэтому подлежит действию разрешения на истощение доли запасов и других разрешений, выдаваемых тем, кто добывает природный газ.

Потребление электроэнергии в США удваивается каждые девять лет. При необходимости обеспечить такой прирост и при низкой стоимости 1 кВт геотермальной энергии геотермальные изыскания в некоторых районах могут становиться все более и более заманчивыми.

ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На обширных пространствах запада США имеются объекты, потенциально благоприятные для исследований. Некоторые, подобно районам Лассен-Пик или Лонг-Вэлли в Калифорнии, частично исследованы. Другие, включая цепь Алеутских островов Аляски, фактически не изучены.

Для определения объектов будущих исследований можно предложить три критерия: активный вулканизм; гипертермальные явления; геологическая структура, аналогичная структуре исследованных областей или являющаяся ее продолжением.

На фиг. 3 околочены обширные области, перспективные для дальнейших исследований. Они включают северные и западные части Провинции бассейнов и хребтов в Неваде и Калифорнии; высокие Каскадные горы в Калифорнии, Орегоне и Вашингтоне; Алеутские острова Аляски; внутренний бассейн Орегона; части Гавайских островов; обширные области в Айдахо, Вайоминге, Монтане, Юте и Нью-Мексико.

Конкретнее, заманчивым объектом представляется район Лассен-Пик, так же как и структурная депрессия Лонг-Вэлли в Калифорнии. Высокотемпературные фумаролы Алеутских островов почти не исследуются, хотя экономическое развитие этой далекой области представляется делом будущего. Дальнейшего исследования заслуживают район Серпрайз-Вэлли и Валлес-Кальдера; привлекательными объектами для бурения являются также некоторые гравитационные аномалии южнее геотермального поля Солтон-Си¹.

¹ После сдачи этой статьи в печать Конгресс США принял постановление об аренде федеральной земли для геотермальных исследований, которое было подписано Президентом в декабре 1970 г. Федеральное управление мелниорации и Университет штата Калифорния усилили свои геофизические и геохимические исследования и мелкое разведочное бурение на термоаномалиях южнее Солтон-Си, в районе Импириал-Валли.

Список литературы

1. *Allen E. T., Day A. L.*, Steam wells and other thermal activity at "The Geysers", California, Carnegie Inst. Wash., Publ., 378, 1927.
2. California Department of Water Resources, Investigation of geothermal waters in the Long Valley area, Mono County, 1967.
3. *Craig H.*, Source fluids for the Salton Sea geothermal system, *Am. J. Sci.*, 267, 249, 1969.
4. *Day A. L., Allen E. T.*, The volcanic activity and hot springs of Lassen Peak, Carnegie Inst. Wash., Publ., 360, 1925.
5. *Decius L. C.*, Geological environment of hyperthermal areas in continental United States and suggested methods of prospecting them for geothermal power, Proc. U. N. Conf. on new sources of energy, Rome, 2, 166, 1964.
6. *Doell R. R. et al.*, Paleomagnetism, potassium-argon ages, and geology of rhyolites and associated rocks of the Valles Caldera, New Mexico, *Geol. Soc. Am., Mem.*, 116, 211, 1968.
7. *Fenner C. N.*, Bore-hole investigations in Yellowstone Park, *J. Geol.*, 44, 225, 1936.
8. Geological Society of America, Rocky Mountain Section, Igneous and hydrothermal geology of Yellowstone National Park, Field Trip., 6, 1968.
9. *Groh E. A.*, Geothermal energy potential in Oregon, Oregon Dept. Geol. Miner. Indus., *The Ore Bin*, 28, 125, 1966.
10. *Helgeson H. C.*, Geologic and thermodynamic characteristics of the Salton Sea geothermal system, *Am. J. Sci.*, 266, 129, 1968.
11. *Heylman E. B.*, Geothermal power potential in Utah, Utah Geol. Miner. Surv., Special Studies, 14, 1966.
12. *Kintzinger P. R.*, Geothermal survey of hot ground near Lordsburg, New Mexico Sci., 124, 629, 1956.
13. *Koenig J. B.*, The Geysers geothermal field, California Div. Mines Geol., Mineral Information Serv., 22, 123, 1969.
14. *Lange A. L., Westphal W. H.*, Microearthquakes near The Geysers, Sonoma County, California, *J. Geophys. Res.*, 74, 4377, 1969.
15. *McNitt J. R.*, Exploration and development of geothermal power in California, Calif. Div. Mines Geol., Special Rep., 75, 1963.
16. *Moxham R. M.*, Aerial infrared surveys at The Geysers geothermal steam field, California, National Aeronautics and Space Administration, Technical Letter, NASA-123, 23, 1968.
17. *Muffler L. J. P., White D. E.*, Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton Trough, southeastern California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 157, 1969.
18. *Peterson N. V.*, Lake County's new continuous geyser, Oregon Dept. Geol. Miner. Indus., *The Ore Bin*, 21, 83, 1959.
19. *Peterson N. V., Groh E. A.*, Geothermal potential of the Klamath Falls area, Oregon — a preliminary study, Oregon Dept. Geol. Miner. Indus., *The Ore Bin*, 29, 209, 1967.
20. *Rex R. W.*, Investigation of the geothermal potential of the lower Colorado River basin, Phase 1 — The Imperial Valley Project, Inst. Geophys. planet. Phys., Univ. Calif.
21. *Rook S. H., Williams G. C.*, Imperial carbon dioxide gas field, Calif. Div. Oil and Gas Summary Operations, Calif. Oil Fields, 28, 13, 1942.
22. *Simmers W. K.*, A preliminary report on New Mexico's geothermal energy resources, New Mexico Bur. Mines miner. Resources, Circ., 80, 1965.
23. *Waring G. A.*, Thermal springs of the United States and other countries of the world, A summary U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 492, 1965.
24. *White D. E.*, Environments of generation of some base-metal ore deposits, *Econ. Geol.*, 63, 301, 1968a.

25. *White D. E.*, Hydrology, activity, and heat flow of the Steamboat Springs thermal system, Washoe County, Nevada, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 458-C, 1968b.
26. *White D. E.*, *McNitt J. R.*, Geothermal energy, in: Mineral resources of California, Calif. Div. Mines Geol., Bull., **191**, 174, 1966.
27. *White D. E.*, *et al.*, Preliminary results of research drilling in Yellowstone thermal areas (abs.), Geol. Soc. Am. Rocky Mountain Sed., Program, 1968 Annual Meet., 1968.
28. *Zies E. G.*, Hot springs of the Valley of Ten Thousand Smokes, J. Geol., **32**, 303, 1924.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ СЕВЕРО-МЕКСИКАНСКОГО БАССЕЙНА

П. Джонс

ВВЕДЕНИЕ

Значения геотермических градиентов и теплопроводности горных пород верхней части земной коры показывают, что тепловой поток относительно постоянен на всем земном шаре. В тектонически спокойных областях тепловой поток заметно не меняется даже при переходе от континентов к морским бассейнам [21]. Тектонически активные области, напротив, характеризуются широкими вариациями теплового потока, который может быть аномально высоким или аномально низким. Некоторые специалисты полагают, что тепловая энергия земных недр, выделяющаяся вдоль подвижных поясов, вызывает первичные деформации земной коры [41]. Тепло, генерируемое на глубине в несколько сотен километров, при существующих геотермических градиентах за счет одной теплопроводности не могло бы достигнуть земной поверхности и за время, большее чем миллион лет. Поэтому представляется вероятным, что развитие повышенных [45] геотермических градиентов и соответствующих тепловых потоков вблизи земной поверхности должно вызвать массоперенос со значительной глубины, от 5 до 20 км или более, в геологически короткие отрезки времени. Глубинные интрузии и вулканизм представляют собой классические примеры проявления восходящего массопереноса из верхней мантии и глубоких зон земной коры.

Интрузии и вулканы в современную эпоху и в недавнем геологическом прошлом наиболее развиты в подвижных поясах земной коры. С этими же поясами совпадают главные линии эпицентров землетрясений [38, 25, 37]. Вдоль некоторых из этих поясов проявились деформации растяжения земной коры (например, Срединно-Атлантический хребет), тогда как в других местах сжатие вызвало погружение коровых блоков в мантию и образование желобов (например, Юник-Болеро в Испанском Средиземноморье).

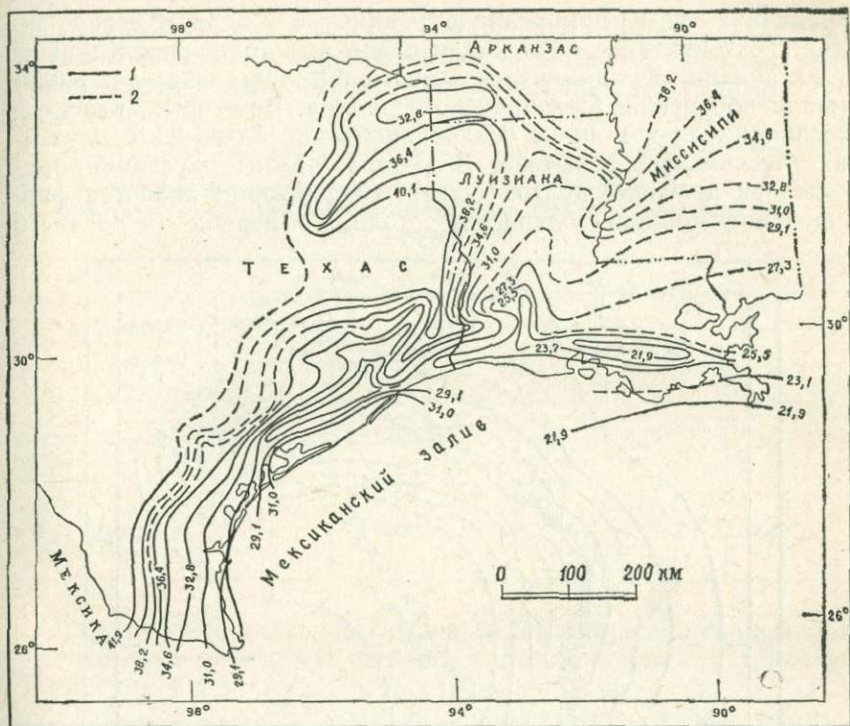
Современные геосинклинали, хотя и не совпадают с линиями эпицентров землетрясений, являются местами крупных опускающих, приводящих к погружению на глубину 5—10 км огромных масс осадков в геологически короткое время. В бассейне Мексиканского залива нередки крупные разломы с амплитудой

смещения более 1 км, и наиболее важные структурные особенности здесь четко определяются развитием нормальных сбросов [29]. Такой характер геосинклинального опускания обуславливает изменения физико-химического состояния как осадочного, так и нижележащих комплексов вплоть до верхней мантии [26]. Слабоконсолидированные осадочные породы со значительным содержанием воды подвергаются интенсивному нагреванию и огромному давлению. По действию этих факторов геосинклинальное опускание с быстрым осадочным заполнением может быть уподоблено глубинным интрузиям и отличается от них тем, что в данном случае движение направлено вниз и холодная масса внедряется в горячую среду.

Геотермический режим геосинклинального бассейна связан с его гидрологией, так как молодые осадки даже на глубине 6—8 км в условиях очень большого давления в значительной степени насыщены водой. Наличие глинистых толщ, если глина представлена набухающей разновидностью, как в Северо-Мексиканском бассейне [30, 24], вызывает частичный расход глубинного тепла на процессы диагенеза (термометаморфизма) и сокращает тепловой поток к земной поверхности [8, 29]. На опубликованных картах юго-западной части США [33, 31] названный бассейн характеризуется пониженными геотермическими градиентами (фиг. 1). Приведенная карта составлена по данным температур, измеренных на глубине, которая обычно составляет меньше 2 км, и показывает снижение геотермических градиентов в направлении оси геосинклинали. Карта не может быть использована для оценки температур в нижележащей зоне распространения порового флюида, находящегося под аномально высоким давлением. Поэтому даже при наличии достоверных данных о теплопроводности осадочных пород нельзя судить о тепловом потоке в глубоких частях Северо-Мексиканского бассейна.

Геосинклинальные бассейны простираются у подножий горных хребтов [10] и содержат смятые в складки и приподнятые осадки с внедрением во многих местах изверженных пород. Геосинклиналь побережья Мексиканского залива в современную эпоху достигает развития, сравнимого с ее максимальным развитием в древнем геологическом прошлом. Наиболее глубокие осадки бассейна подвергаются термометаморфизму. И поскольку в зоне первоначального воздействия тепла имеется значительное количество воды, из этой зоны к земной поверхности происходит движение геотермальных флюидов.

Геотермические ресурсы Северо-Мексиканского бассейна отличаются от ресурсов других бассейнов своим происхождением и условиями распространения. В таких глубоких геосинклинальных бассейнах термальный флюид не связан непосред-



Фиг. 1. Геотермические градиенты Северо-Мексиканского бассейна [31].

1 — линия равного геотермического градиента ($^{\circ}\text{C}/\text{км}$); 2 — предполагаемая линия.

Примечание. Средняя температура поверхности $23,3^{\circ}\text{C}$.

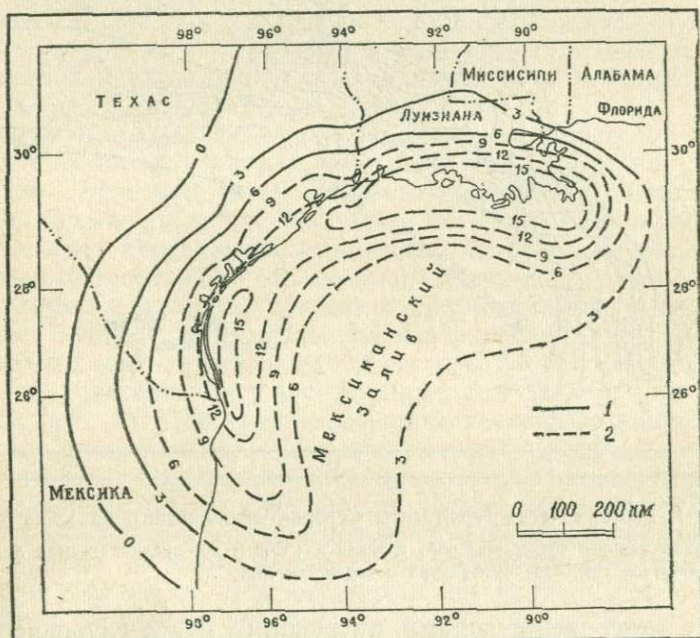
венно с метеорными водами, питающими менее глубокие горизонты, и высвобождается из порового пространства осадочных пород под действием геостатического давления. Большие запасы порового флюида могут обеспечить непрерывное производство большого количества энергии.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Северо-Мексиканский бассейн занимает геосинклиналь побережья Мексиканского залива [4] (фиг. 2). Этот крупный прогиб простирается почти на 1500 км от северо-восточной Мексики до западной Флориды.

Согласно Мейерхоффу [29], «пять основных факторов определяют развитие геосинклинали со времени ее возникновения. Первый из них — консолидация складчатого фундамента, который относится к палеозойскому орогеническому поясу Уошито,

ограничивающему прибрежную равнину с севера и северо-запада. Тектонические дислокации осадочных толщ унаследованы от дислокаций фундамента и четко определяют форму геосинклинали побережья Мексиканского залива. Во-вторых, развитие геосинклинали и мощное осадконакопление начались с опускания Мексиканского залива. В-третьих, режим опускания продолжался довольно долго. Четвертым фактором является формирование мощной соленосной толщи в период от позднего



Фиг. 2. Мощность кайнозойских отложений в геосинклинали побережья Мексиканского залива.

1 — линия одинаковой мощности (км); 2 — предполагаемая линия.

триаса до средней юры, что подчеркивает структурную мобильность геосинклинали. Наконец, в-пятых, в палеоценовое время произошло поднятие Скалистых гор, снабдивших геосинклинальный бассейн большим объемом осадков».

Строение земных недр хорошо изучено в области между заливом Рио-Гранде и южной Алабамой, где пробурено около 300 тысяч разведочных скважин и проведен большой объем детальных геофизических исследований. В бассейне намечаются два структурных углубления, расположенные на побережье залива в южном Техасе и южной Луизиане, — в них мезокайно-

зойские осадки по мощности превышают 15 км (табл. 1). Только в южной Луизиане их объем превосходит 1600 тыс. км³; более половины этого объема осадков отложилось за последние 26 млн. лет [29].

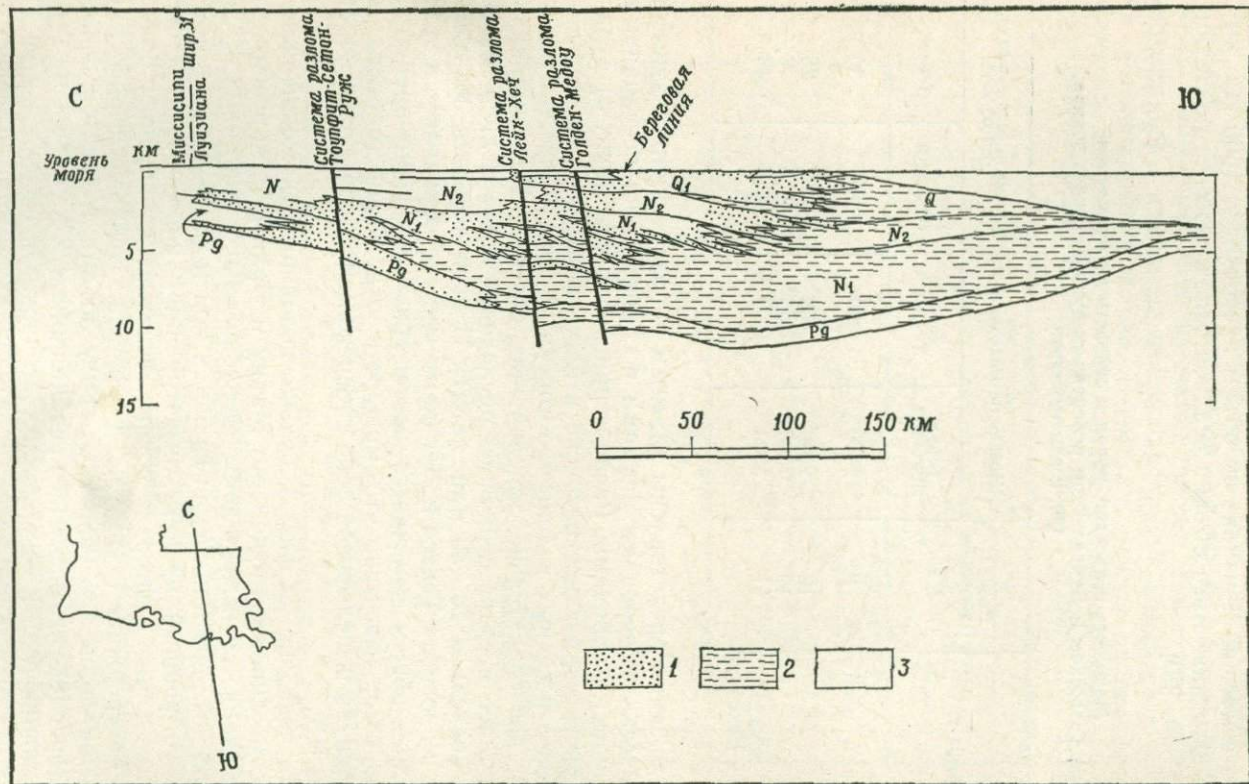
Таблица 1

**Мощность осадочных пород и скорость их отложения
на Техасском и Луизианском побережьях Мексиканского залива
[29, с изменениями]**

Возраст	Продолжительность, млн. лет	Мощность осадков, м		Скорость седиментации, см/1000 лет	
		Берег Луизианы	Берег Техаса	Луизиана	Техас
Голоцен и плейстоцен	2	2400	600	120	30
Плиоцен	12	2400	900	20	25
Миоцен	12	7500	3000	62,5	7,5
Толщи Анахуак, Фрио и Виксбург	11	5300	4800	48,5	43,5

Отложения представлены главным образом некарбонатными кластическими породами: песками и глинами или песчаниками и глинистыми сланцами. Распространение фаций (фиг. 3) отражает прогрессирующее развитие в направлении залива дельтовых более песчаных и дельтово-морских более глинистых отложений, последовательно заполнявших бассейн. Геосинклиналь развивалась в свойственной ей последовательности лишь в течение последних 25—30 млн. лет [7]. И хотя скорости седиментации в прогибах Техаса и Луизианы широко изменялись в этот период, в общем отмечается постепенное ускорение процесса. Кроме того, известно, что мощность отложений голоцена и плейстоцена в шельфовой зоне побережья Луизианы превышает 3600 м [13].

Как показано на фиг. 3, больше половины отложений представлено глинами, причем, по Милну и Эрли [30], «преобладающим глинистым минералом в аллювиальных и дельтовых осадках долины реки Миссисипи является монтмориллонит, как наиболее устойчивый продукт выветривания пород». Детальное изучение керна нефтеразведочных скважин до глубины более 6 км подтверждает, что уже до начала термометаморфизма монтмориллонит составляет 60—80% объема глинистой фракции. Бёрст [8] указывает на преобладание (72% общей массы) набухающих глин в современных осадках. Он выделяет вторую стадию дегидратации пород в результате термометаморфизма. Этот процесс приводит к высвобождению конституционной воды



Фиг. 3. Геологический разрез юго-восточной Луизианы и прилегающего континентального шельфа [2].

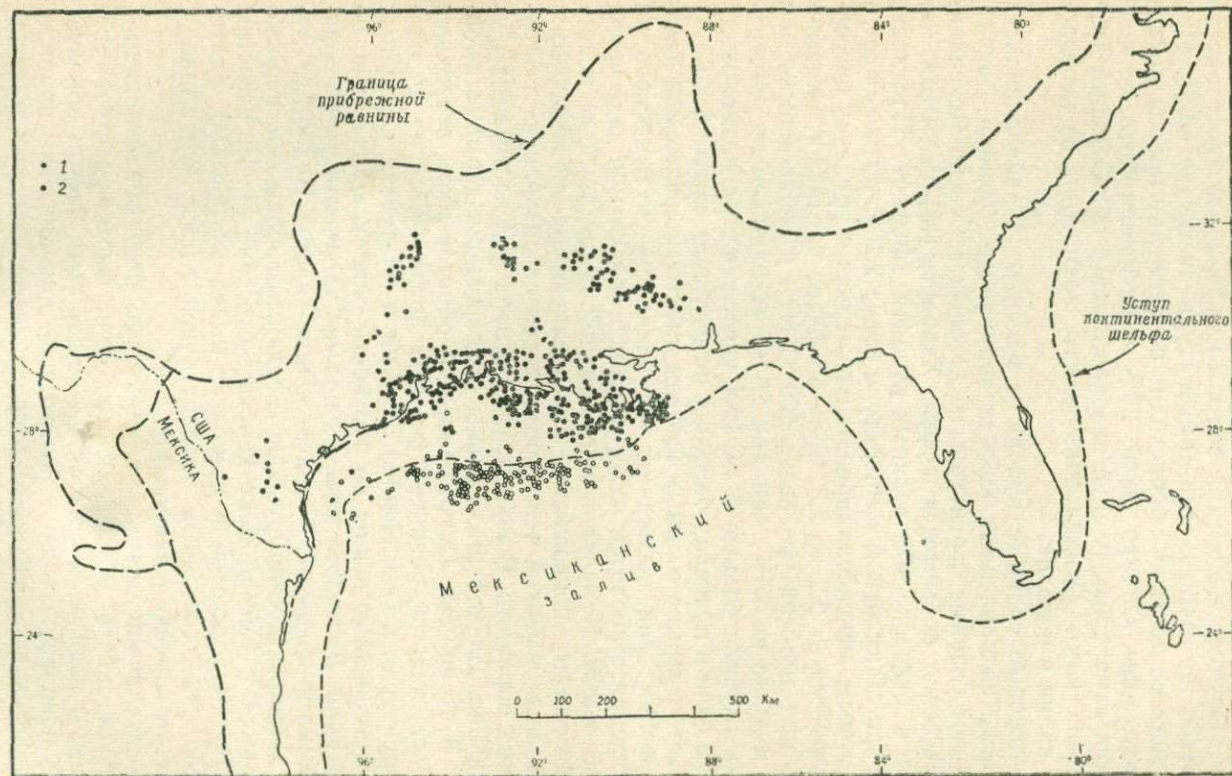
1 — песчаные и сланцевые фации; 2 — морские глинистые сланцы; 3 — аллювиальные и дельтовые пески.

в объеме 10—15% массы пород в их естественном плотном состоянии. Процесс выделения воды в межзерновое пространство начинается на глубине, где температура достигает 80 °С. При увеличении ее до 120 °С происходит по существу полное высвобождение воды. Однако около 20% монтмориллонита не подвергается изменению, т. е. не превращается в обладающий другими свойствами дегидратации иллит, возможно, из-за недостатка калия в породах.

Диapiroвые соляные купола и массивы [3], внедряющиеся из глубоко захороненных юрских эвапоритов (толща Лоуэн), формируют главные структуры, из которых в Северо-Мексиканском бассейне добывается нефть. Хэлбуоти [16] указывает на наличие в бассейне 409 соляных куполов (фиг. 4). Плотность галита при стандартной температуре равна 2,165, тогда как средняя плотность неконсолидированных осадков в пределах бассейна изменяется от 2,2 до 2,5. Соль обладает идеальной пластичностью при температуре выше 300 °С [17], и ее прочность при 300 °С меньше на 15%, чем при 25 °С. Наблюдаемые температуры на глубине больше 5 км [20] указывают на возможность перетока соли в пределах бассейна на глубинах свыше 6 км.

В месте прорыва соляным штоком пластов морских или дельтово-морских глин последние под влиянием оказываемого на них давления становятся пластичными и облекают в виде чехла соляную массу. Измерения в скважинах, вскрывающих подобные структуры, показывают повышенную температуру соли вследствие ее высокой теплопроводности по сравнению с окружающими породами. В местах, где температура достигает 80 °С, облекающие соляной штоком глины подвергаются термометаморфизму. Этот процесс характеризуется образованием вторичных минералов, участки развития которых проявляются на купольных структурах по изменению окраски и плотности первичных пород. Измененные глины по плотности одинаковы с солью, но более текучи. Это определяет их подъем ввиду контактов соляного штока и внедрение в вышележащие породы. Подобные глиняные диапиры, ассоциирующие с соляными куполами, нередко встречаются в Северо-Мексиканском бассейне [3, 1]; известны такие диапиры высотой в несколько тысяч метров [24]. Благодаря оболочке, состоящей из пластичной глины, эти диапиры термически хорошо изолированы.

При внедрении диапира в дельтовые песчаные отложения, залегающие почти у поверхности, соль быстро растворяется грунтовыми водами, а остаток нерастворимых частиц образует рыхлую покровную толщу. Воздымание диапира, как правило, прекращается частично из-за сопротивления песчаных пластов, но главным образом из-за его охлаждения, вызываемого растворением соли и усилением отдачи тепла благодаря конвектив-



Фиг. 4. Известные и предполагаемые соляные купола в Северо-Мексиканском бассейне [32].

1 — известные и предполагаемые соляные купола; 2 — черты рельефа, которые могут быть связаны с диапировой тектоникой (по Карси, 1950).

ным потокам в песчаной кровле диапира. Соль быстро теряет пластичность при охлаждении ниже 300 °С.

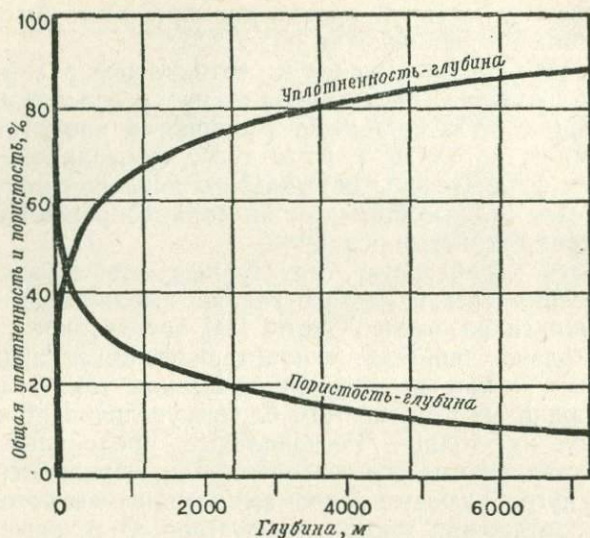
Таким образом, площадное и вертикальное распространение соляных масс в бассейне зависит от распределения фаций осадочных пород не только из-за различия в плотности осадков разных типов, но также и из-за того, что соляной диапиризм в песчаных осадках зоны нормального давления приводит к явлениям, резко отличающимся от явлений, сопровождающих диапиризм через глинистые осадки [3].

Наиболее характерные структурные особенности северной части бассейна Мексиканского залива выражаются в наличии развивающихся разломов. Окамб [34] представляет их в качестве нормальных сбросов, «характеризующихся существенным увеличением амплитуды с глубиной, а также тем, что при переходе от приподнятых к опущенным блокам увеличивается мощность слагающих их толщ». Региональные продольные разломы, обычно параллельные оси геосинклинали, образуются пересекающимися дугообразными разломами, амплитуды которых постоянны на протяжении многих километров. Отдельные зоны разломов могут быть прослежены на сотни километров. Амплитуды этих разломов могут быть от 100 м до 1 км и более. Плоскости сбрасывателей, в среднем наклоненные на 50° на небольшой глубине, выполаживаются до плоскостей напластования на глубине более 7 км.

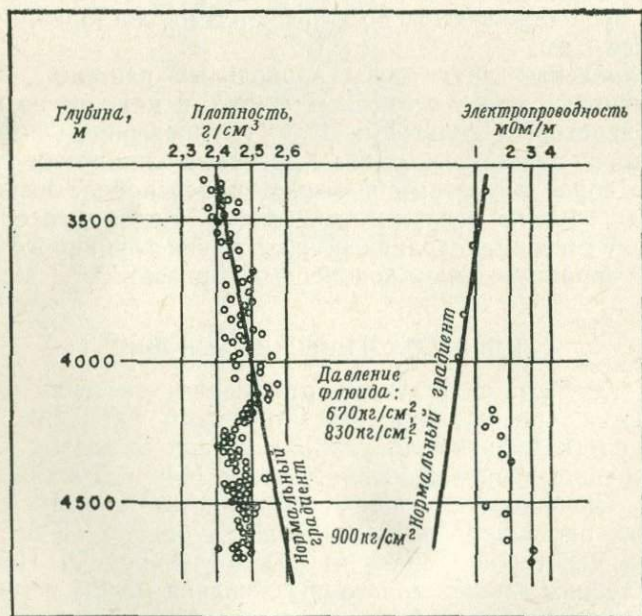
Параллельные друг другу продольные растущие разломы разграничивают пояса осадочных фаций, в каждом из которых заметен переход от дельтовых более крупнозернистых песчаных отложений к дельтово-морским и морским глинистым осадкам. Развитие сбросов местами вызывает инверсионное воздымание отдельных глубоко погруженных блоков. Но наиболее важный его эффект состоит в ограничении движения глубинного флюида в связи с экранированием водоносных горизонтов.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Если глубоко залегающие отложения бассейна свободно дренируются при наличии геостатического давления, степень уплотнения (компактность) глины и потери ее воды с глубиной будут соответствовать кривым Уэллера [44] и Диккинсона [12] (фиг. 5). Свободный дренаж в большинстве молодых седиментационных бассейнов проявляется до глубины 2—3 км, хотя и указанной глубины закономерного соотношения между пористостью глин (аргиллитов) и глубиной их залегания не отмечается (фиг. 6). В Северо-Мексиканском бассейне это соотношение для глин в прямой степени зависит от геостатического давления, а для



Фиг. 5. Соотношение уплотненности и пористости глины с глубиной залегания при свободном дренировании [12].

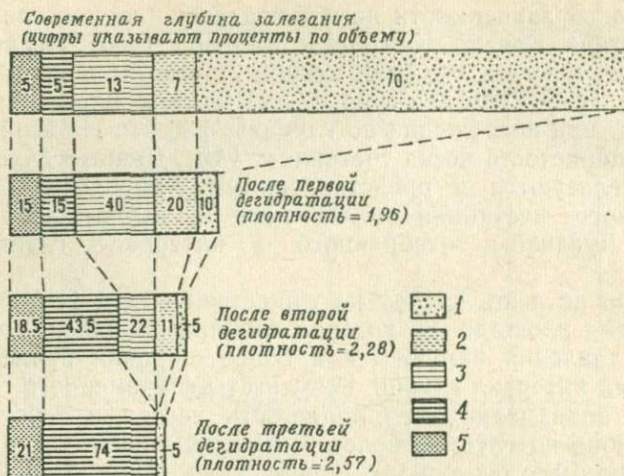


Фиг. 6. Инверсия градиента плотности глины и градиента электропроводности в зонах аномально высокого давления флюида.

песков такой зависимости не наблюдается (совместное сообщение Атуотера, Кована, Картера и Миллера, 1966). Исследование 17 367 пог. м керна скважин южной Луизианы показывает, что удельная (с углублением на 1 км) потеря пористости песка равна 4% при погружении до глубины 6,25 км. На этой глубине средняя пористость песка составляет 14%. Данные Атуотера хорошо согласуются с представлениями Мейерхоффа [29] для миоценового песчаника (6906 пог. м керна) из скважин южной Луизианы, отобранного в интервале глубин 1,5—5,5 км.

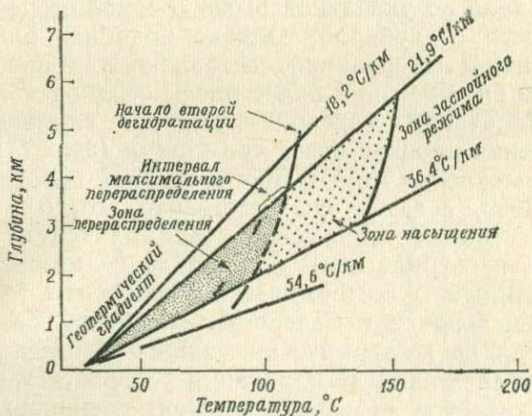
Сейчас не ясно, насколько существенны эти статистические данные для площади, на которой глубина проявления геостатического давления изменяется в более широких пределах, чем указанный интервал глубин. Результаты современного глубокого бурения показывают, что пористость песков в геостатически сжатой зоне на глубине более 6 км превышает значение, которое можно было бы ожидать при экстраполяции кривой Атуотера [42].

Чтобы закончить обсуждение эффекта уменьшения пористости осадков с глубиной их залегания, необходимо учесть восходящее движение высвобождающегося флюида, т. е. главным образом воды. Оценка степени потери воды песчаной породой может быть дана по указанной выше средней степени уменьшения пористости с глубиной. Однако подобная оценка невозможна для глинистых фракций, составляющих в начальный этап седиментации 50—70% или более массы осадков. Согласно Бёрсту [8], дегидратация морской глины или глинистого сланца после отложения проявляется в три стадии (фиг. 7): при первоначальном уплотнении содержание свободной поровой воды снижается до 30%, а затем соответственно, до 16% и 5%. Как указано выше, вторая стадия дегидратации зависит от температурных условий, и глубина зоны ее проявления может быть определена по данным о геотермическом градиенте. Модель перераспределения флюида в Северо-Мексиканском бассейне (фиг. 8), основанная на геотермических данных Мозеса [31], указывает, что вторая стадия дегидратации развивается на глубинах 2—4,5 км. Считается, что при свободном дренировании отделение высвобождаемой воды должно полностью заканчиваться в диапазоне глубин 3—6 км. Действительные условия не отвечают этой теоретической модели по двум принципиальным причинам: 1) геотермический градиент увеличивается с глубиной не в арифметической прогрессии; 2) в зоне геостатического давления поровые воды частично заземляются. Надо иметь в виду, что водоносная система в условиях геостатического сжатия менее динамична, чем система, находящаяся под гидростатическим давлением.



Фиг. 7. Дегидратация морских глинистых сланцев с увеличением глубины залегания [8].

1 — поровая вода; 2 — межпластовая вода; 3 — набухающая глина; 4 — ненабухающая глина; 5 — неглинистый осадок.



Фиг. 8. Модель перераспределения флюида для Северо-Мексиканского бассейна.

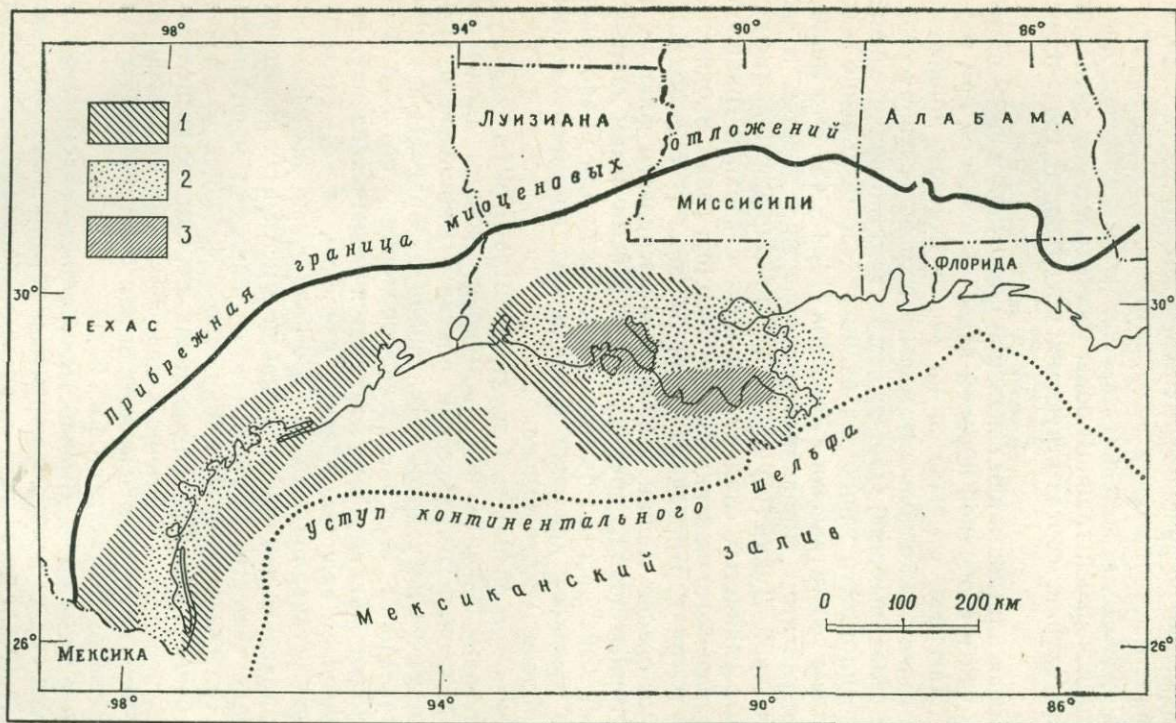
Эффект термометаморфизма монтмориллонита быстро сокращает покровно-изолирующее влияние глинистых пластов. Генерируемая свободная поровая вода (межзерновой флюид) принимает на себя часть направленного сверху геостатического давления. Заметное увеличение давления межзернового флюида в глинистых пластах обуславливает прорыв воды в прилега-

ющие песчаные водоносные горизонты, по меньшей мере до тех пор, пока давление не уравнивается с учетом потерь на преодоление экрана. Высвобождение воды, соответствующее эффекту термометаморфизма, может явиться более решающим фактором формирования верхней границы зоны геостатического давления в интервале глубин, соответствующих поверхности геоизоترم 80—120 °С.

Одинаковая плотность как связанной пленочной и кристаллизационной, так и свободной поровой воды, выделяемой при термическом диагенезе, отражается на геостатическом давлении. Последнее может даже полностью компенсироваться процессом выделения связанных вод. Однако всегда заметно значительное уменьшение плотности глинистых сланцев непосредственно под границей зоны геостатического давления [14, 19, 43]. Это может явиться результатом гидравлического разрыва пластов и их насыщения водой. Дикки [11] показал, что поверхность наименее уплотненных глинистых сланцев совпадает с верхней границей зоны геостатического сжатия; Пеннебейкер [35] также продемонстрировал метод картирования границы зоны геостатического давления на основе оценки давления межзернового флюида и плотности горных пород, определяемой по сейсмическим данным. Метод Пеннебейкера стал быстро применяться для объяснения аномально высокого давления флюида под континентальным шельфом Мексиканского залива.

Геостатическое давление. Структурно-стратиграфические условия залегания флюида под аномально высоким давлением в Северо-Мексиканском бассейне описаны Диккинсоном [12], а гидродинамические условия были проанализированы автором [22]. Под термином «геостатическое давление», который был сформулирован Диккинсоном, понимается «такое давление, которое превышает гидростатическое давление, т. е. давление столба воды, устанавливающегося в стволе скважины от пласта до земной поверхности, при содержании в ней 80 г/л растворенных твердых веществ». Геостатическое давление проявляется в местах, где имеются препятствия оттоку флюидов из горных пород, особенно в зонах разломов, и так же, как вес вышележащих пород, передается частично в виде давления межзернового флюида. Место и глубина проявления зон геостатического давления в бассейне показаны на фиг. 9.

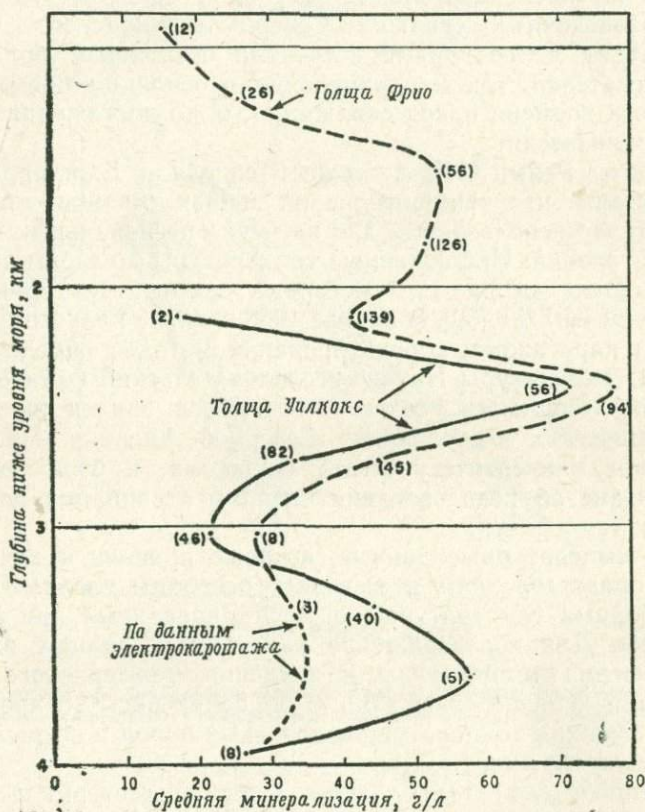
Минерализация воды. Высвобождение пленочных и кристаллизационных вод из дельтово-морских и морских глин в течение процесса термометаморфизма и восходящее движение свободных поровых вод как реакция на уплотнение пород обуславливают распределение солёности вод бассейна [23]. Минерализация вод меняется в широких пределах: от 1 до 300 г/л и выше.



Фиг. 9. Местоположение и глубина верхней границы зоны геостатического давления в Северо-Мексиканском бассейне [22].

Глубина от уровня моря (в метрах): 1 — больше 1500; 2 — больше 3000; 3 — больше 4500.

Наблюдается последовательное опреснение воды с глубиной и возрастом отложений [40]. Приводимая диаграмма зависимости минерализации вод от глубины их залегания (фиг. 10) составлена по анализам 748 проб воды, отобранных из скважин в 19 округах прибрежной равнины южного Техаса. Средние значения



Фиг. 10. Изменение средней минерализации воды в зависимости от глубины и геологического строения в прибрежной равнине южного Техаса.

Цифра в скобках — число проб воды.

минерализации вод, отобранных из скважин во все более глубоких интервалах (длиной не менее 0,3 км), показывают, что максимум солености в толщах Уилкоккс и Фрио приходится на глубину около 2,5 км и что соленость уменьшается вверх по разрезу. На глубине более 3 км в толще Уилкоккс и на глубине более 4 км в толще Фрио [23] минерализация снижается до 5 г/л.

ГЕОТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ

Первоисточники температурных данных. Измерения температуры на забоях скважин максимальными термометрами, прикрепляемыми к зондам геофизического каротажа, дают информацию на последовательных глубинах примерно в 300 тыс. нефтеразведочных скважин Северо-Мексиканского бассейна. Результаты долгое время встречали скептицизм большинства исследователей, так как измерения в основном производились без учета времени покоя скважин, т. е. до достижения термического равновесия.

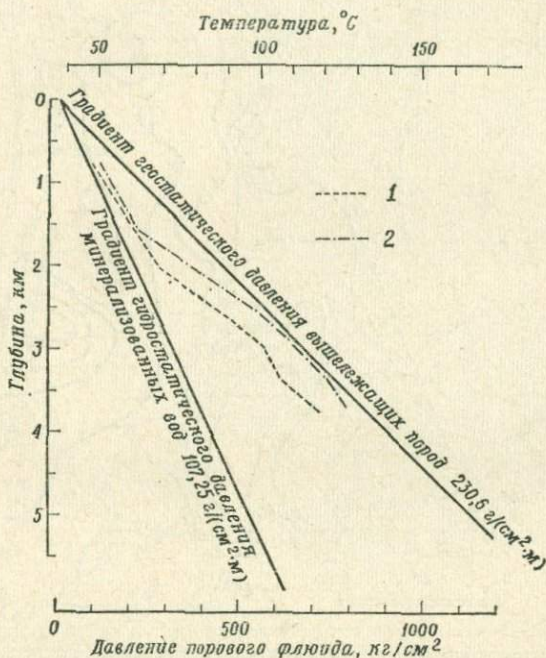
Работы Рейми [36], а также Шеппеля и Джилларанца [39] показывают, что температуры на забоях скважин могут быть эффективно использованы для изучения региональных геотермических условий. Наблюдаемые температуры по своим значениям «не выходят за пределы истинных температур горных пород более чем на 5%» [39]. В апреле 1968 г. после полного просмотра данных каротажа и корректирования методов определения забойной температуры Научно-исследовательский комитет Американской ассоциации геологов-нефтяников явился инициатором геотермических исследований Северной Америки. Проект был приписан Университету штата Оклахома, и было достигнуто соглашение об использовании членами ассоциации данных забойных температур.

Геотемпературные данные, которые привели к изложенным здесь представлениям и выводам, основаны главным образом на забойных температурах, зарегистрированных при каротаже скважин. Для подтверждения каротажных данных и анализа соотношения температуры и давления межзернового флюида [23] были использованы данные об измеренной во время испытаний скважин температуре водоносных пород и вскрытых в них на глубине флюидов.

Распределение температуры. Средний геотермический градиент в нормально-сжатых осадках Северо-Мексиканского бассейна изменяется от 20 до 40 °C/км в интервалах глубин 1—2 км и достаточно постоянен, чтобы заранее предсказать его на заданном участке. Данные, подтверждающие это заключение, привели к составлению карт Николсом [33] и Мозесом [31]. Однако, по мере того как становится возможным глубокое бурение с развитием действенных методов измерения аномально высокого давления порового флюида, «нормальное» соотношение температура—глубина применяться не может. Предсказываемые температуры земных недр в основном занижались по сравнению с наблюдаемыми. Во многих скважинах, которые бурились в зоне геостатического давления, на глубине в несколько десятков

метров от ее верхней границы обнаружено резкое увеличение геотермического градиента (фиг. 11).

Для исследования этой закономерности были детально оценены многие имеющиеся материалы по площади прибрежной равнины в районе залива Рио-Гранде (южный Техас). Были

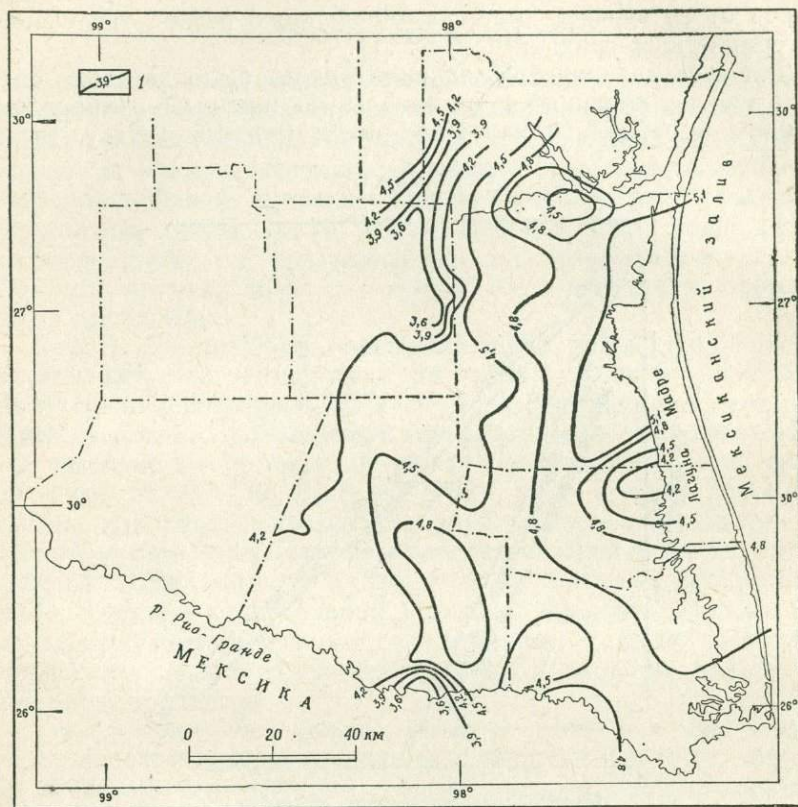


Фиг. 11. Изменения градиентов температуры и давления порового флюида с глубиной в отложениях, пройденных скважиной в округе Кэмерон штата Техас.

1 — температура; 2 — давление.

проанализированы определения забойных температур в 600 скважинах, на основе чего составлены карты геоизотерм 120 °C и 150 °C (фиг. 12). Термометаморфизм глинистых пород заметно ускоряется при температуре 120 °C, в условиях которой уменьшаются их плотность и теплопроводность. Значения давления порового раствора подтверждают, что геоизотерма 120 °C в общем глубоко заходит в зону геостатического давления и тем самым относится к зоне более высокого, чем «нормальный», геотермического градиента.

В заливе Рио-Гранде рельеф поверхности с геоизотермой 120 °C имеет превышения более 1,2 км, а для геоизотермической поверхности 150 °C это значение составляет более 1,8 км.

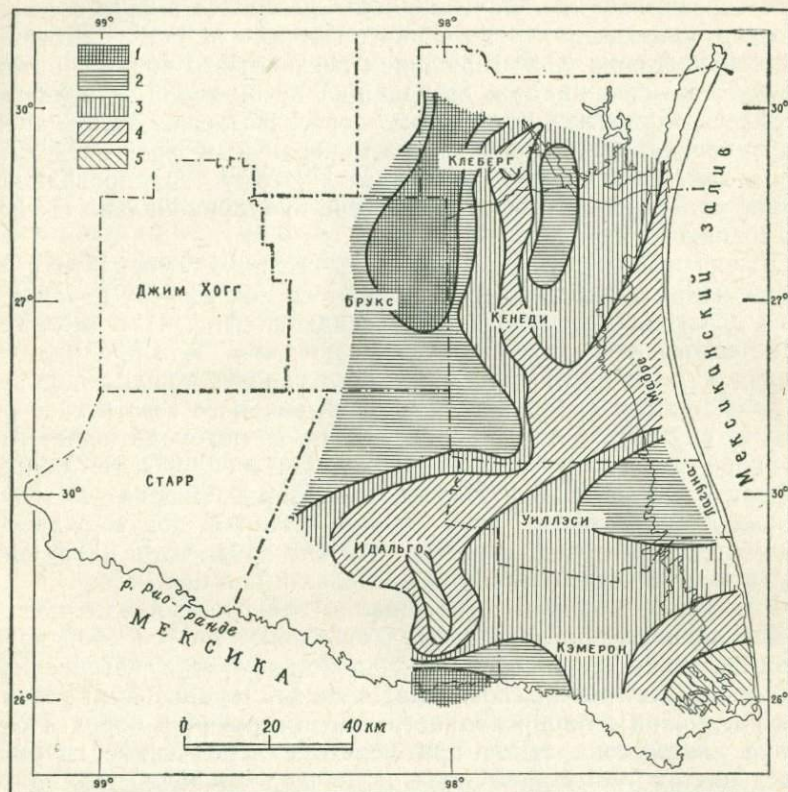


Фиг. 12. Глубина (от уровня моря) поверхности геозотермы 150°C на прибрежной равнине южного Техаса.

1 — линия одинаковой глубины (с интервалом 0,3 км) геозотермической поверхности 150°C .

Большинство площадей геозотермических минимумов совпадает с геоструктурными поднятиями. Общее погружение пластов в региональном плане в сторону Мексиканского залива отражается в углублении геозотерм в этом же направлении. Верхняя граница зоны геостатического давления также погружается в сторону залива.

Геотермический градиент в зоне между поверхностями геозотерм 120°C и 150°C (фиг. 13) изменяется в пределах от менее $25^{\circ}\text{C}/\text{км}$ до более $100^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Резко выделяющиеся площади как высоких, так и низких градиентов находят свое геоструктурное объяснение. Эти геотермические градиенты относятся к зоне геостатического давления и мало похожи на градиенты, пока-



Фиг. 13. Геотермический градиент между геозотермическими поверхностями 120 и 150 °С на прибрежной равнине южного Техаса.

Геотермический градиент °С/км: 1 — больше 100; 2 — 50—100; 3 — 33—50; 4 — 25—33; 5 — меньше 25.

занные на картах Николса [33] и Мозеса [31] (фиг. 1). Очевидно, что распределение температуры по площади и на глубину не может быть рассчитано в пределах зоны геостатического давления.

Геотермические градиенты в глубоких скважинах, вскрывающих эту зону, не имеют признаков уменьшения с глубиной. Осадочные отложения в этой зоне могут быть геостатически сжаты до зоны катагенеза.

Геотемпературное поле зоны геостатического давления. Термическое значение зоны геостатического давления оценивалось автором [22] следующим образом: «Не удивительно, что геотемпературный режим связан с проявлением геостатического

давления, потому что движение воды выступает в качестве важнейшего фактора в переносе внутриземного тепла в бассейнах осадконакопления. С уменьшением восходящего водного потока значительно сокращается восходящий поток тепла, и зона геостатического давления начинает перегреваться». Далее автор подчеркивает: «Теплопроводность минеральных зерен осадочных пород в 4—5 раз выше, чем воды. Поэтому теплопроводность глинистого пласта изменяется обратно пропорционально степени его водоносности».

Льюис и Роз [27] признают связь высоких температур с повышенными давлениями и объясняют ее как эффект изолирующего действия недоуплотненных осадков (фиг. 6) в зоне геостатического давления. Они указывают, что «... при наличии в земной коре изолирующего пласта горные породы под ним нагреваются», и добавляют, что «зона сильного геостатического сжатия служит тепловым барьером из-за недоуплотнения горных пород и что чем больше содержание в них воды, тем больше эффект теплоизоляции». Названные авторы приводят аналитическое доказательство этой теории, которая подтверждается данными об уменьшении геотермических градиентов ниже зоны геостатического давления, в ее пределах и над ней.

Изменения мощности, содержания воды и площади распространения недоуплотненных осадков влияют на тепловой поток в соответствии с одновременным действием двух независимых факторов. Один из них возникает в связи с граничными условиями различной теплопроводности контактирующих пород. Искажение линий тока тепла при переходе через такие границы определяется геометрией пластов и теплопроводностью пород [15]. Другой, так называемый «эффект пористости» возникает благодаря изменению теплопроводности толщи вследствие различий в содержании воды. Так как геотемпературные условия в природе стремятся к равновесию, температура под теплоизолирующим пластом должна быть достаточно высокой, чтобы обусловить тепловой поток через пласт, равный региональному среднему. Поэтому температура, наблюдаемая на любой глубине, есть прямая функция теплопроводности пород во всей вышележащей толще.

Тепло геостатически сжатых зон сохраняется в запасе вследствие изолирующих свойств глинистых пластов малой плотности и незначительного восходящего течения флюида. Максимальная температура, достигаемая в такой обстановке, зависит от мощности и пористости геостатически сжатого пласта, скорости потери воды пластом и от степени термического изменения пород. Она также зависит от площадного распространения пласта, литологических особенностей слагающих его пород и от времени.

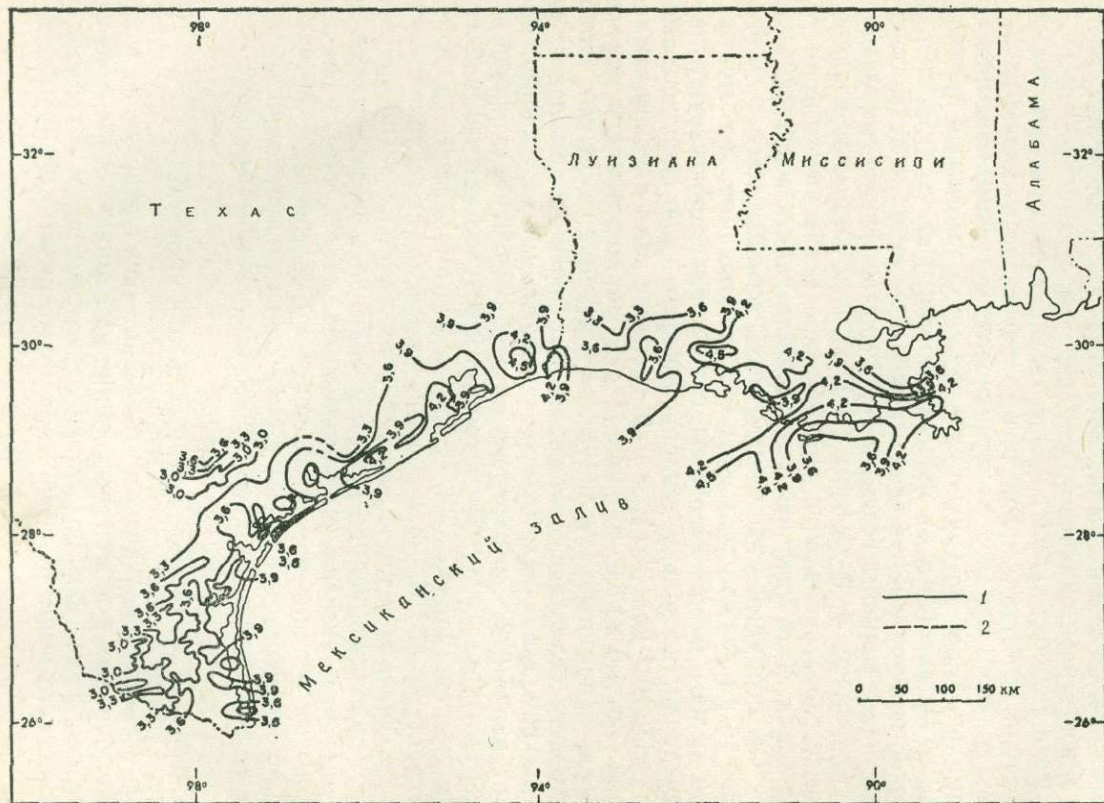
Результаты глубокого бурения в Северо-Мексиканском бассейне показывают, что зона геостатического давления простирается до очень большой глубины, возможно, до глубины, ниже которой отсутствует свободная циркуляция флюида. Льюис и Роз [27], оценивая мощность геостатически сжатой «теплоизолирующей» зоны, указывают, что «если средняя часть зоны пройдена скважиной, следует ожидать перехода к низким значениям геотермического градиента, но, очевидно, средняя часть зоны никогда еще не была достигнута. Не ясно, может ли происходить в этой области обратное разуплотнение пород».

Роль соляных куполов. Если изоляция зоны геостатического давления действительно распространяется на большую глубину, роль соляных куполов в возникновении и существовании геотермального потока трудно переоценить. Известные и предполагаемые купола (фиг. 4) залегают большей частью глубоко, они обычно не проникают в главные песчаные серни, а останавливаются ниже границы геостатически сжатых глинистых сланцев. Купола имеют от 3 до 8 км в диаметре и занимают в районах их массового проявления значительное место среди толщ горных пород. Хотя удельная теплоемкость галита всего 0,204 кал/(г·°С), огромный объем внедренных соляных масс с глубины более 15 км должен оказывать большое влияние на геотермический режим бассейна. Массы галита благоприятствуют переносу тепла, поскольку теплопроводность соли довольно высокая — $17 \cdot 10^{-3}$ кал/(г·с). — в сравнении с таковой окружающих пород — от 1,0 до $8,0 \cdot 10^{-3}$ кал/(г·с). Соляные диапиры, образно говоря, напоминают пучок теплопроводящих стержней, пронизывающих осадочные отложения послепорского комплекса.

Максимальная температура в осадочных отложениях бассейна равна 273°С и отмечена на глубине 5859 м в округе Матагорда штата Техас. Этой температуре отвечает средний геотермический градиент 42,7°С/км. С учетом данного градиента температура 300°С может быть встречена на глубине около 6,5 км. Указанная температура соответствует идеально пластичному состоянию соли. Поэтому едва ли можно сомневаться в том, что низкая теплопроводность геостатически сжатых глинистых осадков наилучшим образом способствует развитию диапировой тектоники и что рост соляных куполов и штоков играет важную роль в геотермическом режиме бассейна.

ОСВОЕНИЕ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ

В Северо-Мексиканском бассейне эксплуатируется много тысяч буровых скважин, выводящих на земную поверхность как углеводородные флюиды, так и перегретые воды с температурой намного выше точки кипения воды при атмосферном давлении.



Фиг. 14. Глубина (от уровня моря) поверхности геозотермы 120°С к северу от Мексиканского залива.

1 — линия одинаковой глубины (с интервалом 0,3 км) геозотермической поверхности 120°С; 2 — предполагаемая линия.

нии (фиг. 14). Перегретую воду или пар выводит также множество разведочных скважин. Нередко пробуренные на природный газ или конденсат скважины постепенно иссякают, изливая лишь перегретую воду, и поэтому ликвидируются. Некоторые скважины дают более 160 млн. л минерализованной и настолько горячей воды, что она сама способна дистиллироваться при фонтанировании, которое обеспечивается процессом непрерывного парообразования. При выведении воды из геостатически сжатых пластов давление на устье скважин изменяется от нескольких сотен до 500 атм и более. Снижение давления происходит вместе с уменьшением дебита скважины, — особенно это заметно при эксплуатации недоуплотненных песчано-глинистых пластов, залегающих под верхним песчаным комплексом [2].

Чтобы обеспечить надежную эксплуатацию горизонтов термальных и перегретых вод и вместе с этим решить инженерные задачи строительства скважин и расчета их производительности, необходимо оценить геотермальные ресурсы и возможности их освоения для всего Северо-Мексиканского бассейна при оптимальных показателях температуры, давления и минерализации вод. Получение геотермальных флюидов из бассейна сравнимо с добычей углеводородов — оно основано на процессе истощения водоносных пластов. Однако запасы геотермальных флюидов в бассейне очень велики. Условия их эксплуатации могут быть благоприятны, т. е. не приводят к таким явлениям, как опускание земной поверхности, если дебиты скважин будут рассчитаны в соответствии с площадью, мощностью и степенью уплотненности каптируемого водоносного горизонта. В этом отношении желательно вскрытие более глубоких горизонтов, в том числе и под акваторией Мексиканского залива.

Получаемые перегретые воды могут сейчас выгодно использоваться в ряде районов для питьевого водоснабжения (при самодистилляции), для законтурного обводнения нефтегазовых месторождений, а также для выработки электроэнергии. Но в настоящее время и в ближайшем будущем геотермальная энергетика в Северо-Мексиканском бассейне не представляет интереса для промышленности из-за обилия и дешевизны нефти и газа.

В других геосинклинальных бассейнах, подобных Северо-Мексиканскому, но бедных углеводородами, открываются экономически выгодные перспективы получения термальных и перегретых вод для указанных выше практических целей. Кроме того, термальные воды глубоких горизонтов представляют интерес как источники химического сырья. Минерализация воды и концентрация в ней химических элементов всегда будут учитываться при освоении геотермальных ресурсов.

ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геосинклинальные бассейны, которые казались бесперспективными в отношении получения тепла Земли, на деле обладают ценными геотермическими ресурсами. Северо-Мексиканский бассейн сформировался в результате быстрого заполнения некарбонатными обломочными осадками в кайнозойское время. Глинистые отложения, составляющие существенную часть стратиграфического разреза, подверглись диагенезу в условиях влияния избыточного глубинного тепла. Под комплексом обломочных пород залегают мощный и широко распространенный мезозойский комплекс эвапоритовых отложений, содержащий чистые соляные пласты. Тектоническое развитие бассейна, связанное с его опусканием и формированием продольных разломов сбросового характера, обусловило наличие расположенных на разной высоте блоков с разбиченными водоносными песчаными пластами. В кайнозойский комплекс осадочных пород интенсивно внедрялись бесчисленные соляные купола и штоки с температурой, вероятно, более 300 °С.

Водосодержащие толщи на глубине нескольких километров, ниже верхней границы зоны геостатического давления, не имели возможности свободного дренажа. Межзерновое пространство этих толщ заполнено поровым раствором или флюидом, находящимся под аномально высоким давлением. В процессе термометаморфизма или гидротермального диагенеза флюидом заполняется до 15% объема пор в породах. В результате образуется гидродинамически изолированный горизонт высокотермальных поровых вод, приуроченный к недоуплотненным осадкам. Этот горизонт имеет низкую теплопроводность и образует действенный теплоизолятор, препятствующий потоку глубинного тепла к земной поверхности. Таким образом, в бассейне осадконакопления в зоне геостатического давления формируется очень мощный водоносный горизонт, аккумулирующий большое количество избыточного внутриземного тепла. Благодаря этому геотермические градиенты здесь резко уменьшаются, и данный горизонт определяет в целом общую разгрузку тепла на территории бассейна. Это и есть та часть избыточного тепла, которая может быть использована для практических целей в Северо-Мексиканском бассейне. Из недр земли тепло может быть получено с перегретыми водами, характерными для гидротермальных систем.

Список литературы

1. *Atwater G. I.*, The origin of diapiric shale structures of the Gulf Coast geosyncline, 1st Annu. Symp. Abnormal Subsurface Fluid Pressures, Baton Rouge, Louisiana State Univ., Proc., 9, 1967.

2. *Atwater G. I.*, Geopressured gas reservoir performance in the Hollywood field, Terrebonne Parish, Louisiana, 1st Annu. Symp. Abnormal Subsurface Fluid Pressures, Baton Rouge, Louisiana State Univ., Proc., **11**, 1967.
3. *Atwater G. I.*, *Forman M. J.*, Nature of growth of southern Louisiana salt domes and its effect on petroleum accumulation, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **43**, 2592, 1959.
4. *Barton D. C.*, *Ritz C. H.*, *Hickey M.*, Gulf Coast geosyncline, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **17**, 1446, 1933.
5. *Boatman W. A.*, Measuring and using shale density to aid in drilling wells in high-pressure areas, J. Petrol. Tech. 1423, 1967.
6. *Bogomolov Y. G.*, Geotemperature regime, Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol., **4**, 86, 1967.
7. *Bornhauser M.*, Gulf Coast tectonics, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **42**, 339, 1958.
8. *Burst J. F.*, Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **53**, 73, 1969.
9. *Dallimus K. F.*, Mechanics of basin evolution and its relation to the habitat of oil in the basin, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **42**, 883, 1958.
10. *De Sitter L. U.*, Structural geology, New York, McGraw-Hill, 1964.
11. *Dickey P. A.*, Abnormal pressures in deep wells in southwestern Louisiana, Sci., **160**, 609, 1968.
12. *Dickinson G.*, Reservoir pressures in Gulf Coast Louisiana, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **37**, 410, 1953.
13. *Fails T. G.*, *Sachs J. B.*, Pleistocene of the Louisiana Continental Shelf (abs.), Geol. Soc. Am. Ann. Meet. Program., **62**, 1967.
14. *Foster J. B.*, *Whalen H. E.*, Estimation of formation pressures from electrical survey, offshore Louisiana, J. Petrol. Techn., **165**, 1966.
15. *Guyod H.*, Temperature well logging, Well Instrument Developing Co., Houston, Texas, **47**, 1946.
16. *Halbouty M. T.*, Salt domes, Gulf Region, United States and Mexico, Houston, Texas, Gulf Publ. Co., 1967.
17. *Handin J.*, *Hager R. V.*, Jr., Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure, pt. 2, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **42**, 2892, 1958.
18. *Hardin G. C.*, Notes on Cenozoic sedimentation in the Gulf Coast geosyncline, U.S.A., in: Geology of the Gulf Coast and Central Texas, Houston Geol. Soc. Guidebook, **1**, 1962.
19. *Hottman C. E.*, *Johnson R. K.*, Estimation of formation pressures from log-derived shale properties, J. Petrol. Tech., **17**, 717, 1965.
20. *Hough H.*, *Couvillion J. A.*, Deep hot drilling marks Gulf Frio play, Oil Gas J., **64**, 142, 1966.
21. *Jacobs J. A.*, *Russell R. D.*, *Wilson J. T.*, Physics and geology, New York, McGraw-Hill, 1959.
22. *Jones P. H.*, Hydrodynamics of geopressure in the northern Gulf of Mexico basin, J. Petrol. Tech., **21**, 803, 1969.
23. *Jones P. H.*, Hydrology of Neogene deposits in the northern Gulf of Mexico basin, Bull. Louisiana Water Resour. Res. Inst., GT-2, 1969.
24. *Kerr P. F.*, *Barrington J.*, Clays of deep shale zone, Caillou Island, Louisiana, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **45**, 1967, 1961.
25. *Knopoff L.*, The upper mantle of the earth, Sci., **163**, 1277, 1969.
26. *Lehner P.*, Salt tectonics and Pleistocene stratigraphy on Continental Slope of northern Gulf of Mexico, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **53**, 2431, 1969.
27. *Lewis C. R.*, *Rose S. C.*, A theory relating high temperatures and overpressures, J. Soc. Petrol. Mngers., SPE 2564, 1969.
28. *Magara K.*, Compaction and migration of fluid in Miocene mudstone, Nagaoka Plain, Japan, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **52**, 2486, 1968.
29. *Meyerhoff A. A.*, ed., Geology of natural gas in south Louisiana, in: Natural gases of North America, Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., **1**, 376, 1968.

30. *Milne I. H., Early J. W.*, Effect of source and environment on clay minerals, *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **42**, 328, 1958.
31. *Moses P. L.*, Geothermal gradients now known in greater detail, *World Oil*, **152**, 1961.
32. *Murray G. E.*, Geology of Atlantic and Gulf coastal province of North America, New York, Harper and Brothers, 1961.
33. *Nichols E. A.*, Geothermal gradients in Mid-Continent and Gulf Coast oil fields, *Trans. Am. Inst. Min. Met. Engrs.*, **170**, 44, 1947.
34. *Ocamb R. D.*, Growth faults of south Louisiana, *Trans. Gulf Coast Ass. Geol. Soc.*, **11**, 139, 1961.
35. *Pennebaker E. S., Jr.*, An engineering interpretation of seismic data, *J. Soc. Petrol. Engrs.*, SPE, 2168, 1968.
36. *Ramey H. J.*, Wellbore heat transmission, *J. Petrol. Tech.*, **225**, 427, 1962.
37. *Richter C. F.*, Elementary Seismology, San Francisco, W. H. Freeman and Co., 1958.
38. *Richter C. F.*, Transversely aligned seismicity and concealed structures, *Sci.*, **166**, 173, 1969.
39. *Schoepfel R. J., Gilarranz S.*, Use of well log temperatures to evaluate regional geothermal gradients, *J. Petrol. Techn.*, **237**, 667, 1966.
40. *Timm B. C., Maricelli J. J.*, Formation waters in south-west Louisiana, *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **37**, 394, 1953.
41. *Vening Meinesz F. A.*, Convection currents in the earth and the origin of the continents, *Koninkl. Nederlandse Akad. Wetensch. Proc.*, B, **55**, 528, 1952.
42. *Vidrine L. O.*, Deep Miocene in southeast Louisiana (abs.), *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **53**, 747, 1969.
43. *Wallace W. E.*, Application of electric log measured pressures to drilling problems and a new simplified chart for well site pressure computation, *The Log Analyst*, **4**, 1965.
44. *Weller J. M.*, Compaction of sediments, *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **43**, 273, 1959.
45. *White D. E.*, Geothermal Energy, *U. S. Geol. Surv. Circ.*, **519**, 1965.
46. *White D. E.*, Saline waters of sedimentary rock, in: *Fluids in subsurface environments*, *Am. Ass. Petrol. Geol., Mem.*, **4**, 342, 1965.

Ч. Банвелл, Р. Гомес-Валле

ВВЕДЕНИЕ

Районы, которые разведывались в течение этого периода, показаны на карте (фиг. 1), а обобщенная характеристика их основных особенностей приведена в табл. 1. Кроме первого (Серро-Прието), все поля лежат в пределах вулканического пояса Мексики. Хотя среди них находятся некоторые зоны сильнейшей поверхностной активности, эти районы представляют собой лишь небольшую часть термопроявлений, известных в этом поясе.

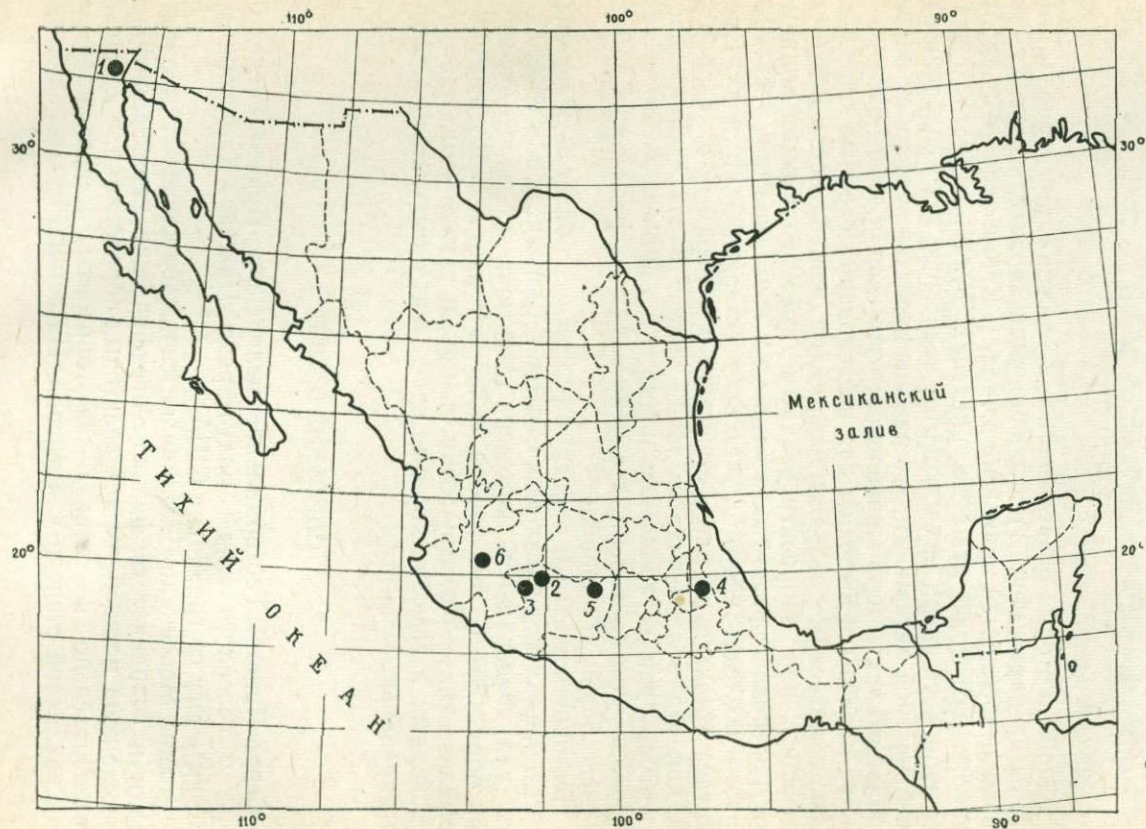
Эти поля были выбраны для исследований главным образом по экономическим соображениям, таким, как близость к существующим или запроектированным высоковольтным линиям электропередачи, развитым центрам и т. п. Дальнейшая разведка первого исследованного в Мексике геотермального поля Пас в штате Идальго не была включена в программу этих работ, так как это поле оказалось лишь частью очень протяженной структуры, для установления полного потенциала которой потребовалось бы проведение геологических и геофизических работ на очень большой площади.

Настоящая статья и описания различных областей основаны на материалах окончательных отчетов о разведках, подготовленных для Федеральной комиссии Мексики по электричеству с октября 1967 г. Эти отчеты включают карты геологических, геофизических и геохимических съемок, а также много табличных данных и выводы, которые здесь могут быть лишь кратко суммированы.

ОПИСАНИЕ ПОЛЕЙ

Серро-Прието. Геотермальное поле Серро-Прието расположено у северного конца полуострова Нижняя Калифорния, в 30 км к югу от границы с США.

Долина Мексикали-Валли является продолжением Импириал-Валли и сохраняет ее физико-географические характеристики. Она сложена мощной толщей дельтовых образований, в которой последовательно переслаиваются горизонты песков, илов и глин различной степени уплотнения. На западе она ограничена



Фиг. 1. Главные геотермальные поля.

Характеристики геотермальных полей

Название поля	Физико-географическое выражение	Тип активности	Поверхностная температура, °С
Серро-Прието (88 м над уровнем моря)	Дельтовая депрессия с окружающими сельскохозяйственными угодьями	Фумаролы, горячие источники, грязевые котлы, озера и отложения солей	45—100, в скважинах значительно выше
Лос-Негритос (1533 м над уровнем моря)	Кальдероподобная структурная депрессия, открытая к северо-востоку. Потоки третичных и четвертичных лав, окруженные сельскохозяйственными угодьями	Грязевые котлы и булькающие озера, расположенные вдоль линии северо-восточного простирания	36—90
Истлан-де-лос-Эрворес (1535 м над уровнем моря)	Структурная депрессия с разломами широтного простирания, потоками базальтов и андезитов. Кислые почвы непригодны для сельского хозяйства	Горячие источники, кипящие грязевые озера, разгрузка пара, струи низкого давления. Отложения гейзерита	45—100
Лос-Умерос (1800 м над уровнем моря)	Сильно раздробленная кальдера. Эксплозивные кратеры. Отложения базальтов, песков, слоистых туфов	Слабые фумаролы, нагретый грунт, зоны гидротермально-измененных пород	85—90
Лос-Асуфрес (2800 м над уровнем моря)	Интенсивно раздробленная двойная кальдера. Измененные риолиты, вулканический пепел	Перегретый пар (фумаролы), большие грязевые вулканы, горячие источники, булькающие озера	45—110
Ла-Примавера (1970 м над уровнем моря)	Раздробленная кальдера. Геотермальная область приурочена к двум меридиональным разломам, которые ограничивают грабен	Перегретый пар (фумаролы), зоны гидротермально-измененных пород и горячего грунта	55—100

возвышенностью Сьерра-Кукапа, а к востоку тянется без перерыва, образуя ложе реки Колорадо.

Эти осадки несогласно налегают на интрузивные породы — граниты, которые затронуты системой разломов юго-восточного простирания, известной под названием системы Сан-Андрес — Сан-Хасинто. Интрузивные породы интенсивно дислоцированы и раздроблены, что позволяет пароводяной смеси, вскрываемой скважинами, вытекать естественным путем и поддерживать гидротермальную активность, проявляющуюся в полосе, параллельной Сьерра-Кукапа.

Серро-Прието — двойной вулканический кратер четвертичного возраста, который произвел базальты и пирокластику. Рядом с ним, к юго-западу, существуют проявления фумарольной и сольфатарной деятельности (кипящие котлы, грязевые вулканы и фреатические выбросы) впечатляющего масштаба. Все они расположены в ряд вдоль вероятного продолжения геотермальной области к северу и югу, где находятся другие области, еще не полностью изученные.

Особенности строения кристаллического основания установлены сейсмическим методом отраженных волн и гравиметрией, посредством которых оказалось возможным выяснить геологическую структуру района. Она соответствует вытянутому тектоническому прогибу мелового возраста, фундамент которого серией ступенчатых блоков воздымается к западу, в направлении Сьерра-Кукапа, и резко погружается восточнее Серро-Прието, где смещение кристаллических пород составляет около 2900 м. Однако сопоставление детальных гравиметрических и сейсмических данных наводит на мысль, что эффективная плотность осадков в восточной части области могла быть существенно увеличена отложением минералов в верхней части гидротермальной системы. Кроме того, некоторые особенности сейсмических записей, полученных в этом районе, могли бы быть увязаны с присутствием зоны резкого поглощения.

Первые разведочные скважины были пробурены в 1960 г. до глубины 750 м. Они выявили многообещающие величины геотермического градиента, и после короткого перерыва была принята более обширная программа, результатом осуществления которой явилась оценка потенциальной паропроизводительности поля. На площади 10 км² было пробурено 42 скважины, 22 из которых продуцировали пароводяную смесь. Глубины скважин колеблются от 900 до 2000 м, и из горизонта, залегающего между 650 и 900 м, поступает флюид с высоким давлением (15—30 кг/см² на устье скважины) и температурой 250—340 °С.

Разведочные работы концентрировались главным образом в юго-восточной части области, и предполагается, что главная термоаномалия этой площади еще не вскрыта. Принимая во вни-

мание совсем не изученную геотермальную активность севернее и южнее этого участка, был сделан вывод, что потенциал поля выше, чем предполагалось ранее.

Скважина М-3, расположенная в сводовой части погребенного гранитного блока, продуцирует 200 т/ч пара и воды из зоны, залегающей на глубине 600—900 м, при давлении на устье 18,8 атм и температуре 210 °С. На глубинах между 2400 и 2639 м, т. е. вблизи поверхности гранитного основания, имеется вторая продуктивная зона. Параметры горячего флюида слегка улучшаются со временем при снижении содержания газа (CO_2 , H_2S). Как температура, так и давление остаются одинаковыми после обсадки. Подсчитано, что эта скважина может продуцировать пар в количестве, достаточном для генерации 7600 кВт электроэнергии. Хлориды натрия (5610 мг/л) и калия (1040 мг/л) содержатся в количестве, достаточном для их промышленного извлечения из остаточного флюида.

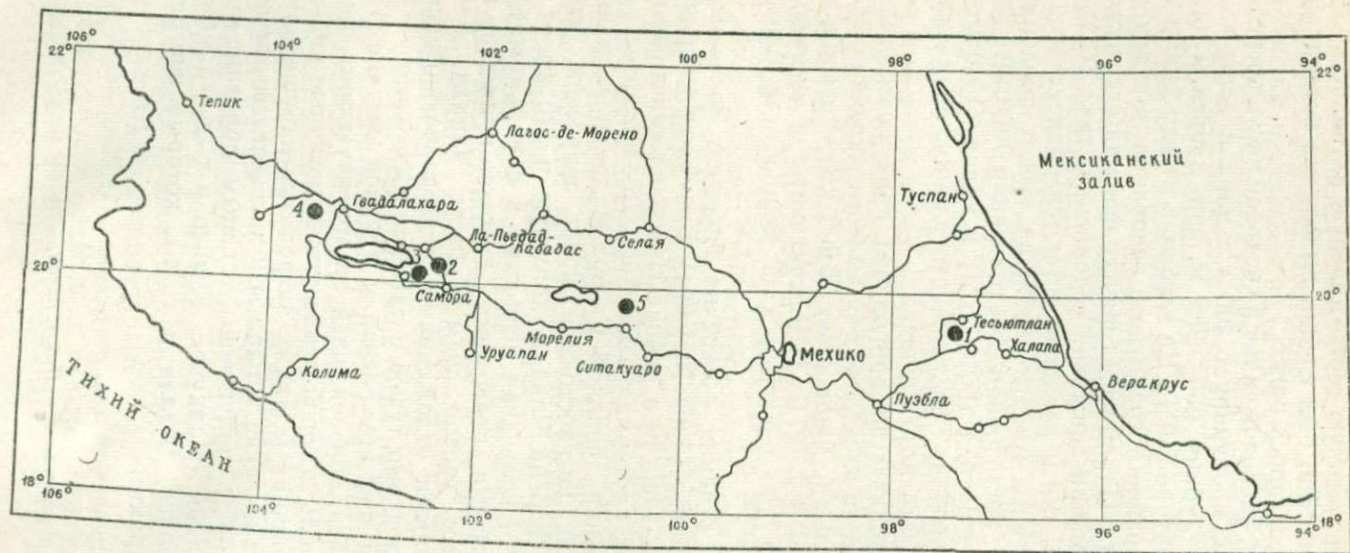
Имеющееся количество природного пара позволило Федеральной комиссии по электричеству вынести решение о создании ГЕОТЭС с начальной мощностью 75 000 кВт, которая должна была войти в строй в 1971 г.¹ Подсчитанные объемные запасы пара достаточны для удвоения этой мощности в ближайшем будущем.

Работа этой станции обеспечит энергией опреснительную установку в Росарито (близ Тихуаны) и поможет уменьшить растущую нехватку энергии в районе Нижней Калифорнии.

Лос-Негритос. Геотермальный район Лос-Негритос расположен на пересечении западной Сьерра-Мадре и вулканической оси (фиг. 2), на юго-восточном краю депрессии, известной под названием грабена Чапала, примерно в 120 км от города Гвадалахара. Это кольцевая депрессия в самой нижней части болотистой местности, поверхность которой примерно на 3 м ниже наивысшего уровня воды в озере Чапала. Депрессия выполнена озерными отложениями, переслаивающимися с несколькими горизонтами туфов и лавовыми потоками.

Тектонически она приурочена к крупной системе разломов Чапала — Акамбей, образовавшей ослабленную зону широтного простирания, вдоль которой отмечаются третичные андезитовые вулканические аппараты, также затронутые нарушениями. Четвертичные вулканические аппараты и интенсивная поствулканическая деятельность приурочены главным образом к озерно-лагунной формации (Пацкуаро, Куицео и т. д.) и межгорным долинам (Хикилпан, Истлан и т. д.), которые иногда имеют структурный характер.

¹ Этот проект осуществлен.— *Прим. перев.*



Фиг. 2. Расположение геотермальных районов.

1 — Лос-Умерос, штат Пуэбла (разведано); 2 — Ислан-де-лос-Эрворес, штат Мичоакан (разведано); 3 — Лос-Негритос, штат Мичоакан (разведано); 4 — Ла-Примавера, штат Халиско (в разведке); 5 — Лос-Асуфрес, штат Мичоакан.

Самое последнее проявление поствулканической деятельности было в 1902 г., когда внезапно после серии землетрясений произошло бурное извержение. Туча пара и раздробленных пород поднялась над центральной частью долины, оставив огромную воронку. На ее периферии была масса минералов и пород — кальцита, ангидрита, травертина, халцедона, кварца, пористого базальта, обсидиана, риолита. В конце концов кратер залили метеорные воды. Они образовали озеро Ла-Альберка, заполненное круглый год. В сезон дождей возникает также лагуна Лос-Чаралес, которая затопляет центры термальной активности.

Активность сконцентрирована вдоль двух линий, простирающие которых почти меридионально, вероятно связанных с двумя малыми разломами и их пересечением с главной системой, протягивающейся из района Сахуайо.

На термальной площадке распространены грязевые вулканчики диаметром до 3 м и сухие паровые fumaroles с температурой от 75 до 95 °С, а также множество мелких булькающих бассейнов (30—60 °С), которые выделяют газ, состоящий главным образом из углекислоты, сероводорода и небольшой доли метана (фиг. 3). Уровень грунтовых вод лежит на глубине 1,2 м, пополнение их запасов обеспечивается стоком в озеро Чапала при величине инфильтрации около 90%. Общая дренируемая площадь составляет 930 км², из которых 705 км² покрыто материалом вулканического происхождения, а 205 км² — озерными отложениями.

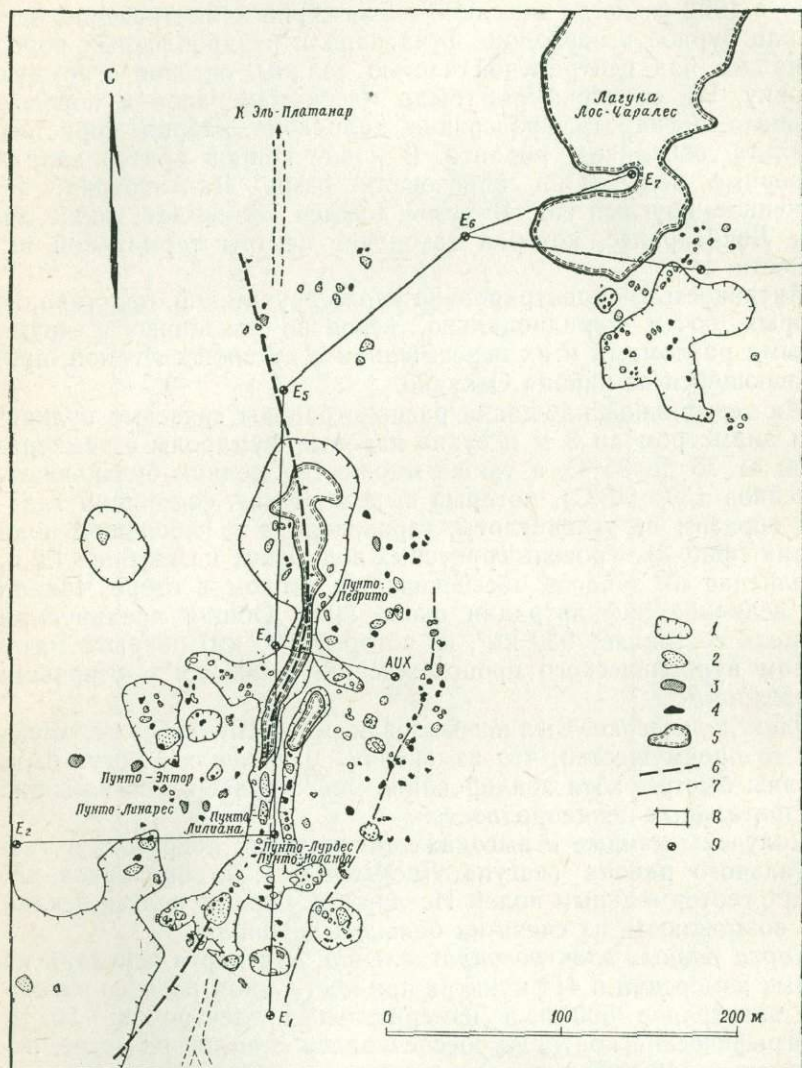
Электроразведка. Был использован метод Шлюмберже, имеющий то преимущество, что измерения по профилям могут быть сделаны быстро, хотя зондирование менее подвержено влиянию горизонтальных неоднородностей.

Получены данные о высоких температурах недр вокруг геотермального района (лагуна Лос-Чаралес), но признаков его связи с геотермальным полем Ислан нет. Однако нельзя исключить возможность их связи на больших глубинах.

Карта равных электросопротивлений. Эта карта основана на данных измерений в 414 пунктах при постоянном разное питающих электродов 500 м, а измерительных электродов — 50 м. Топографический контроль обеспечивался съемкой по сетке, покрывающей 342 км².

Область низкого сопротивления (менее 5 Ом·м) охватывает площадь 40,7 км². Она приурочена к озерным отложениям мощностью 400—500 м и ориентирована в широтном направлении, параллельно главной в области системе разломов. Это низкое сопротивление, по-видимому, связано с тепловым источником на глубине.

Зона сопротивления 5—10 Ом·м охватывает площадь



Фиг. 3. Карта термоявлений района Лос-Негритос.

1 — увлажненная зона; 2 — водо- и газоявления; 3 — котлы; 4 — грязевые вулканчики; 5 — лагуны; 6 — предполагаемый разлом; 7 — вторичные разломы; 8 — черные глины и озерные осадки; 9 — пункты наблюдений.

100,7 км² и протягивается в озеро Чапала, так что внешний (10 Ом·м) контур ее не может быть замкнут (фиг. 4).

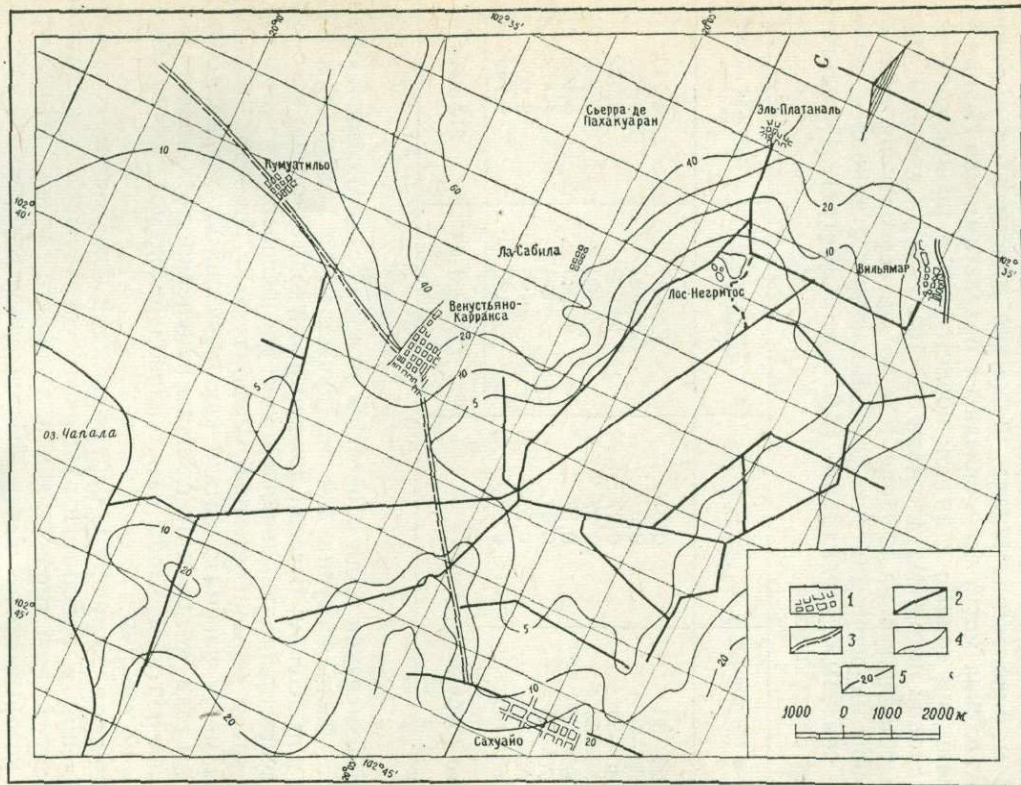
Электронзондирование, проведенное в бассейне, указывает на присутствие нескольких слоев низкого сопротивления, которые погружаются от самой поверхности вблизи термальной области до 65 м близ озера Чапала. Лежащие глубже слои высокого сопротивления могут быть связаны с базальтами или силицифицированными зонами с низкой пористостью и проницаемостью.

Тепловой поток. На площади $5,6 \cdot 10^5$ м² были сделаны измерения температур на глубине 1 м по прямоугольной сетке, основанной на опорных точках, совпадающих с наиболее заметными грязевыми вулканами (3,0 м в диаметре). Результаты съемки следующие:

Диапазон температур, °С	Градиент, °С/см	Площадь, м ²	Тепловой поток, ккал/с
28—30	0,01	123 880	24,776
30—40	0,07	125 690	175,966
40—50	0,17	24 830	84,422
50—60	0,27	2 100	11,340
60—70	0,37	940	6,956
70—80	0,47	470	4,418
80—90	0,57	180	2,052
90—100	0,67	130	1,742
Всего (округлено)		278 000 м ²	312 ккал/с

Эти измерения были проведены во время сухого сезона, когда область была доступна для передвижения на колесном транспорте или пешком. В сезон дождей происходит сильное затопление, существенно изменяющее как распределение температур, так и ареал термопроявлений. Следовательно, приведенные выше цифры могут рассматриваться как относящиеся только к тому времени года, когда были сделаны измерения, хотя представляется невероятным, чтобы сам тепловой поток мог сильно изменяться по сезонам.

Геохимия. Химические характеристики поверхностных термопроявлений в районе Лос-Негритос согласуются с наличием верхней системы горячих вод и лежащего ниже резервуара пара, который поставляет в нее тепло и некоторые химические компоненты. Базовая температура и давление в системе, вычисленное из отношения $K_p = \frac{p\text{CH}_4}{p\text{H}_2}$, на поверхности равны в среднем 277 °С и 60 атм соответственно, тогда как мощность верхней системы горячих вод составляет около 750 м. По-видимому,



Фиг. 4. Карта электросопротивлений в районе Лос-Негритос.

1 — города; 2 — шоссе; 3 — дороги; 4 — оросительные каналы; 5 — изолинии электросопротивления.

гидротермальная система является самоизолированной благодаря отложению кремнекислоты и других минералов в поверхностных озерных осадках или в лежащих непосредственно под ними базальтах.

Явление самоизоляции в сочетании с нагревом от глубоко залегающего парового резервуара могло бы удовлетворительно объяснить как относительно малый вынос тепла в районах Лос-Негритос и Ислан, так и бурные фреатические извержения, случающиеся здесь время от времени. Помимо данных о современных извержениях, в районе Лос-Негритос имеются традиционное мнение и некоторые геологические признаки того, что несколько столетий назад произошли извержения близ Эль-Салитре (Ислан), между тем как инфракрасные аэросъемки и поверхностные наблюдения выявили несколько других участков угасшей гидротермальной активности.

Потенциальная мощность. Потенциальная мощность гидротермальной системы, которая занимает площадь, отвечающую сопротивлению менее $5 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ($40,7 \text{ км}^2$), и протягивается на глубину до 750 м, составляет приблизительно 30 000 МВт/год, если предположить, что коэффициент извлечения равен 25% геотермических ресурсов механической энергии. Это могло бы обеспечить работу электростанции мощностью 600 МВт в течение 50 лет. Таким образом, Лос-Негритос относится к числу крупнейших известных геотермальных полей, возможно сопоставимых с районом Лардерелло Италии и Гейзерами Калифорнии.

Программа будущих исследований. Предыдущие выводы основаны исключительно на результатах поверхностных наблюдений, и необходимо проверить их путем разведочного бурения в соответствующем объеме, а также по мере необходимости дальнейшими геофизическими измерениями и съемками. Поэтому были заложены пять разведочных скважин, чтобы получить необходимые геологические, петрологические, геофизические и геохимические данные (о распределении температуры, давлении в резервуаре, природе порового флюида и т. п.) для дальнейшей стадии разведки. Эти новые данные после их корреляции и возможных дополнительных исследований обеспечат основу для решения вопроса о проведении более глубокого бурения и вероятной программы разведки.

Ислан-де-лос-Эрворес. Поле Ислан-де-лос-Эрворес (1535 м над уровнем моря) в штате Мичоакан близ его границы со штатом Халиско представляет собой крайнее восточное окончание грабена Чапала; оно совпадает с древней береговой линией самого озера Чапала и лежит в 27 км к северо-востоку от поля Лос-Негритос. В 130 км к юго-востоку находится город Гвадалахара, а ближайший небольшой город Самора расположен в 30 км к юго-востоку.

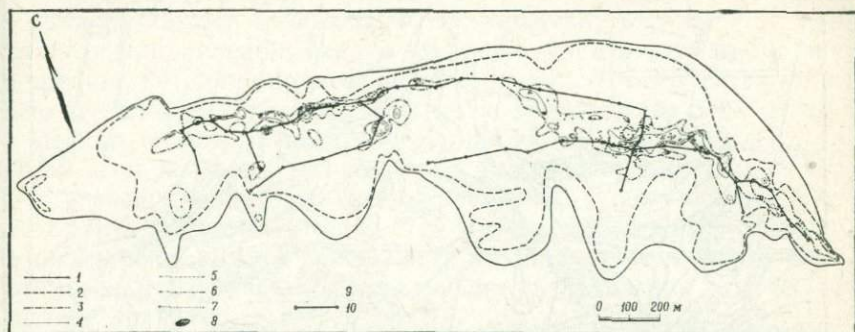
Интенсивные тектонические подвижки, которым подверглись магматические породы, выразились в общем блоковом опускании вдоль широтного разлома, соответствующего главной системе Чапала — Акамбей. Это погружение привело к образованию структурных долин (Истлан, Пахакуаран и др.), которые ныне частично заполнены озерными отложениями и молодыми базальтовыми потоками, полого падающими в направлении озера Чапала.

Термальное поле представляет собой узкую вытянутую зону, протягивающуюся более чем на 4 км от деревни Эль-Салитре до городка Истлан.

Поверхностные термопроявления располагаются вдоль широтного разлома на контакте между четвертичными базальтовыми потоками и озерными отложениями болотистой котловины Чапала. Эти проявления — термальные источники с температурой 60—95 °С, из которых часть пульсирует или обнаруживает слабые тенденции гейзерной активности, кипящие грязевые котлы (80—92 °С) и слабые парогазовые струи (80—95 °С), образующие теплые бурлящие грифоны. Вдоль разлома отмечаются также отложения гейзерита до 40 см мощности. Население использует горячие источники для стирки белья и варки пищи. В термальных отложениях района Истлан найдены захороненные остатки керамики, что указывает на использование горячих источников еще в доиспанскую эпоху.

Долина Истлан дренируется рекой Дуэро, и присутствие пористого вулканического материала приводит к гидрогеологическим условиям, обеспечивающим существование двух отдельных водоносных горизонтов, которые имеют различные гидростатические уровни. Горизонт, лежащий ближе к поверхности (с уровнем на глубине 1,2 м), питается водами реки Дуэро, тогда как наличие более глубокого горизонта связано с общей геологической структурой долины, которая определяет возможность подземного стока инфильтрационных вод в северо-западном — юго-восточном направлении при прямом контакте с глубинным источником тепла. Это различие гидростатических уровней способствует проявлению гейзерного режима; многие источники имеют периоды покоя и активности довольно определенной продолжительности, подверженной, однако, сезонным изменениям. Кроме естественных выходов, имеются две скважины, № 1 и 2, которые непрерывно изливают воду в течение 9 лет. Одна из этих скважин (№ 1) проявляет сильную и ярко выраженную гейзерную активность.

Тепловой поток. Съемкой был покрыт прямоугольник площадью 3,0 км², и на глубине 1 м были проведены измерения биметаллическим термометром. На температурной карте (фиг. 5)



Фиг. 5. Изотермы на глубине 1 м на геотермальном поле Истлан.

1 — 28 °С; 2 — 30 °С; 3 — 40 °С; 4 — 50 °С; 5 — 60 °С; 6 — 70 °С; 7 — 80 °С; 8 — участки с температурой 90—100 °С; 9 — точки с высокой температурой; 10 — профили съемки.

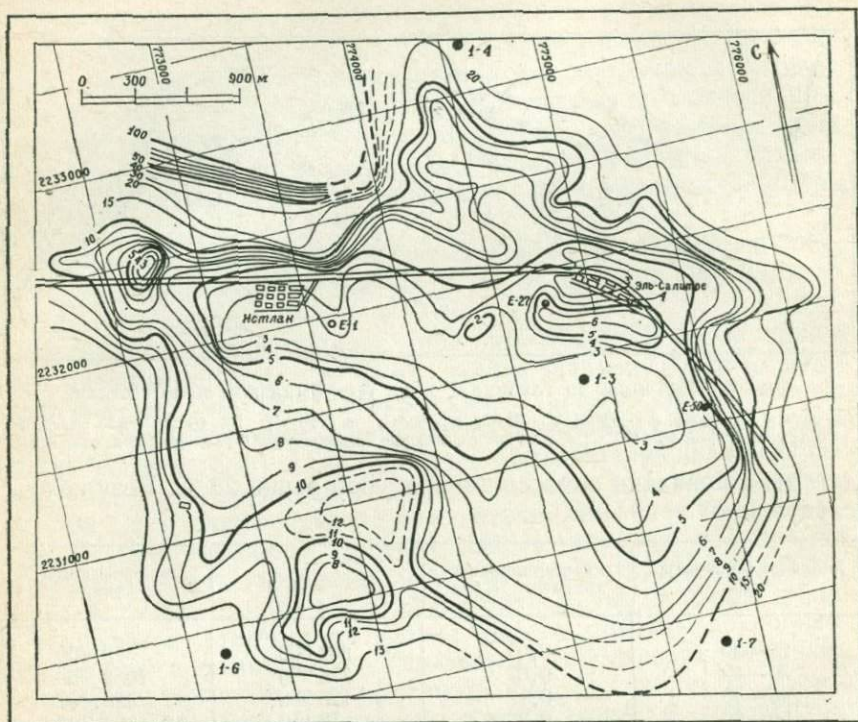
детально показана зона с температурой выше 28 °С. Результаты следующие:

Диапазон температур, °С	Геотермический градиент, °С/см	Площадь, м ²	Тепловой поток, ккал/с
28—30	0,01	367 000	73,400
30—40	0,07	776 250	1086,750
40—50	0,17	125 930	428,162
50—60	0,27	18 110	97,794
60—70	0,37	7 450	55,130
70—80	0,47	2 420	22,748
80—90	0,57	870	9,918
90—100	0,67	990	13,226
Всего (округлено)		1 299 · 10 ³	1787

Предполагалось, что средняя теплопроводность поверхностных пород, представленных преимущественно озерными образованиями, составляет $2 \cdot 10^{-3}$ кал/(с · см · °С).

Электроразведка. При съемке электросопротивлений была использована система Веннера с четырьмя электродами, равномерно размещенными вдоль линии.

При проведении профилей применялся разнос электродов на 500 м (Веннер «А»). Такой разнос дал минимальные сопротивления на большей части поля, но следует заметить, что из-за ограниченных размеров области низкого сопротивления использование больших разносов почти во всех случаях вызвало бы граничные эффекты, которые могли замаскировать наличие низких значений на глубине. Эти эффекты следует принять во



Фиг. 6. Карта электросопротивлений в районе Истлан-де-лос-Эрворес.

внимание при интерпретации некоторых из обсуждаемых ниже результатов зондирования.

В большинстве точек профилей были сделаны измерения на перпендикулярных пересечениях и учитывались потенциалы по обеим сторонам центральной точки (метод Ли), так что в действительности на каждой точке имелось четыре значения сопротивления. Эта процедура, хотя и довольно трудная, была вполне оправдана для области Истлан, где были встречены очень быстрые латеральные изменения сопротивления. Поэтому оказалось возможным составить детальные карты сопротивлений, и они исключительно хорошо коррелируются с геохимическими картами и геологическими особенностями, установленными интерпретацией аэрофотоснимков и наземными полевыми работами (фиг. 6).

Область низкого сопротивления (менее $5 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) охватывает зону распространения озерных отложений. Она слегка вытянута в направлении с северо-запада на юго-восток. Ее границы сходны как по форме, так и по положению с границами зоны ано-

мальных температур на глубине 1 м, но охватывают большую площадь. Однако изолиния 10 Ом·м вытянута в юго—юго-восточном направлении, следуя второстепенной системе разломов и трещин, которая образует часть грабена. Этот результат также согласуется с химическими анализами вод участков Эль-Салитре и Истлан (табл. 2), которые показывают явное различие их состава. Тем не менее это различие не должно обязательно рассматриваться как убедительный признак существования двух отдельных источников тепла, так как оно может быть вызвано либо более молодыми движениями по одному из разломов, ограничивающих грабен, либо локальными различиями в химическом составе пород.

Восемь проведенных зондирований позволили получить следующие данные.

Озерные отложения грабена, подстилаемые базальтами, имеют мощность порядка 120 м. На севере лавовые потоки характеризуются мощностью 80—130 м. Они налегают на озерные отложения, которые в свою очередь перекрывают другие лавовые потоки. Напротив, на юго-западе мощность базальтов, переслаивающихся с озерными осадками, изменяется от 200 до 300 м. Слой низкого сопротивления и соответственно зона повышенных температур проявляется на глубине 90—160 м и только в одном профиле (№ 7) его глубина достигает 180 м.

Геохимия. Химический анализ газов, выделяющихся из горячих грифонов и парящих воронок, показывает в целом высокое содержание CO_2 и азота вместе с инертными газами и низкое содержание H_2S , CH_4 , CO и H_2 , являющихся компонентами, происхождение которых наиболее вероятно связано с глубинной магмой (табл. 3).

Термальные воды из части поля, прилегающей к Истлану, показывают однородное распределение Cl и B , так же как и HCO_3 и SO_4 ; у Эль-Салитре, напротив, значения сильно варьируют. Точки, соответствующие отношениям Na/K и концентрациям SiO_2 , нанесенные на общий график, падают близко к теоретической температурной кривой.

Из этих данных следует, что максимальная температура в верхнем резервуаре, обеспечивающем поверхностную термальную активность, имеет порядок 130—150 °C и что имеются отчетливые химические различия между участками Истлан и Эль-Салитре. Судя по геохимическим же данным, породы, слагающие резервуар, — андезиты. Следует, однако, заметить, что близ забоя одной из скважин найдены образования, определенные как сильно измененные базальты, и что поверхностные вулканические породы района также определены как базальты. Таким образом, представляется, что геохимические данные

Анализы вод термального района Истлан-

Пробы	Содержание компонентов,												
	SO ₄	Cl	HCO ₃	CO ₃	Na	K	Li	NH ₄	Ca	Mg	SiO ₂	CO ₂	H ₂ S
1	170	470	80,5	0	500	45	1,1	1,1	44	3,3	134	46	н/оп
2	146	410	48,8	0	500	30	1,1	1,2	18	0,5	166	25	..
3	230	480	25,6	0	500	32	1,1	2,75	30	0,4	166	35	..
4	170	420	43,9	0	380	40	1,1	7,5	40	0,0	133	9	..
5	132	410	41,4	0	380	40	1,1	1,3	16	0,4	150	12	..
6	210	470	45,1	0	400	40	1,4	н/оп	35	0,4	112	46	..
7	134	440	54,9	0	400	32	0,6	1,25	32	2,4	95	8	..
8	146	410	54,9	0	360	40	0,6	1,5	32	3,3	120	6	..
9	136	410	39,0	0	400	40	0,6	0,35	13	3,0	97	0	..
10	144	410	36,6	0	400	32	0,6	0,1	15	0,4	95	0	..
11	235	420	31,4	0	340	20	0,6	10,5	34	6,0	84	0	..
12	190	435	44,8	0	400	30	0,6	1,45	18	1,0	140	0	..
13	240	440	37,1	0	400	30	0,6	1,8	18	2,4	133	0	..
14	245	435	42,2	0	400	32	0,6	2,15	22	0,5	100	0	..
15	235	475	26,9	17	460	40	0,6	1,1	16	2	93	0	..
16	200	437	49,9	0	400	35	0,6	1,25	24	2	104	0	..
17	210	445	41,6	0	400	35	0,6	1,45	18	1	90	0	..
18	210	445	56,3	0	400	35	0,6	1,45	22	1	90	0	..
19	220	465	42,9	0	400	35	0,6	2,35	16	6	86	0	..
20	185	415	44,8	0	340	35	0,6	3,2	15	2	88	0	..
21	200	445	42,3	0	380	35	0,6	1,3	15	2	92	0	..
22	250	445	37,1	0	380	32	0,6	2,5	14	3	90	0	..
23	1850	1220	19,1	0	1600	90	2,5	0,15	184	71	128	0	..
24	280	465	37,7	0	380	25	0,6	2,15	16	3	138	0	..
25	270	455	1,9	44	400	35	0,5	0,85	17	2	94	0	..
26	300	470	44,8	0	400	35	0,5	0,3	21	2	88	0	..
27	280	455	58,3	0	400	35	0,5	2,15	19	1	148	0	..
28	290	430	37,7	0	400	35	0,5	2,75	17	1	150	0	..
29	250	350	39,7	0	300	17	0,5	2,75	15	2	123	0	..
30	320	445	26,9	0	400	30	0,5	1,75	16	4	138	0	..
31	280	500	112,7	0	420	17	0,5	1,75	37	5	100	0	..
32	350	430	44,2	0	380	30	0,5	0,65	16	1	128	0	..

Примечание. Пробы № 1—18 — взяты на поле Истлан в октябре—декабре 1968 г., №

указывают на присутствие типов пород, еще не обнаруженных другими методами.

Потенциальная мощность. Большинство вышеописанных исследований было сконцентрировано в зоне наиболее сильных термопроявлений для того, чтобы определить их общий масштаб и связь с более глубоким источником тепла, из которого они выделяются. Так как мощность озерных осадков в этом районе в лучшем случае 150—200 м, максимальная температура около 150 °С, а площадь внутри изолинии 5 Ом·м всего около 2,3 км²,

Таблица 2

де-лос-Эрворес, штат Мичоакан

млн ⁻¹	Атомные отношения											pH	Т °С
	B	HBO ₂	F	Na/K	Na/Li	Na/Ca	Ca/Mg	Cl/B	Cl/SO ₄	Cl/F	Cl/HCO ₃		
10,7	44,0	4,6	18,9	138,2	19,7	8,0	13,8	7,5	5,54	10,1	6,8	67	
13,6	56,0	5,6	28,3	138,2	48,3	21,6	9,4	7,6	3,97	14,6	6,8	40	
7,1	29,4	5,4	26,5	138,2	28,6	13,0	21,2	5,7	4,82	32,6	6,3	77	
12,2	50,4	5,8	16,1	105,0	41,3	—	10,8	6,7	3,93	16,6	7,2	85	
11,5	47,6	5,25	16,1	105,0	41,3	9,6	11,2	8,5	4,23	17,2	7,0	80	
12,5	51,8	н/оп	17,0	86,8	19,7	30,1	11,8	6,1	—	18,1	6,5	68	
15,3	63,0	6,0	21,2	202,6	24,1	7,2	9,0	9,0	3,98	13,9	7,4	60	
15,3	63,0	5,7	15,3	182,4	19,6	5,8	8,1	7,6	3,90	13,0	7,5	91	
10,8	44,8	6,0	17,0	202,6	53,1	3,0	12,0	8,2	3,70	18,3	8,0	92	
10,2	42,0	5,7	21,2	202,6	45,7	6,5	12,6	7,8	3,90	19,5	8,0	71	
8,7	36,0	2,5	28,9	172,2	17,2	3,5	15,1	4,9	9,12	23,3	6,8	92	
12,4	51,4	5,75	22,7	202,6	39,5	10,5	11,0	6,3	4,10	16,9	7,1	82	
10,3	42,6	5,35	22,7	202,6	39,5	4,4	13,4	5,0	4,46	26,6	7,4	82	
11,7	48,5	5,15	21,2	202,6	32,2	26,0	11,7	4,8	4,58	18,0	8,1	89	
7,5	20,8	5,65	19,5	233,0	50,0	5,0	19,9	5,5	4,56	30,7	8,9	92	
13,9	57,3	6,15	19,4	202,6	28,9	9,6	9,9	6,0	3,85	15,2	7,2	68	
11,6	47,8	5,5	19,4	202,6	39,5	10,5	12,0	5,8	4,39	18,6	8,0	90	
15,7	64,6	6,5	19,4	202,6	32,2	13,0	8,9	5,8	3,71	13,7	7,9	88	
12,4	51,2	6,2	19,4	202,6	43,5	4,6	11,8	5,8	4,07	18,8	8,1	78	
12,0	49,5	3,8	16,5	172,3	39,4	4,5	10,9	6,1	3,83	16,1	8,1	78	
12,0	49,5	4,0	18,4	192,5	44,0	4,5	11,6	6,0	6,03	18,3	8,1	90	
12,0	49,5	5,75	20,2	192,5	47,2	2,8	11,6	4,8	4,19	20,8	7,7	85	
28,6	109,0	13,7	30,2	194,6	15,1	1,5	14,4	1,8	48,32	111,1	7,3	70	
11,6	48,0	5,5	25,8	192,5	41,3	3,2	12,6	4,5	4,58	21,4	7,4	81	
11,6	48,0	5,7	19,4	243,2	41,0	5,1	12,3	4,6	4,33	41,6	8,8	90	
11,2	46,0	5,6	19,4	243,2	33,1	6,3	13,2	4,3	4,55	18,2	7,5	70	
12,8	52,8	5,6	19,4	243,2	36,6	11,4	11,2	4,4	4,40	13,6	7,3	80	
8,5	32,5	5,35	19,4	243,2	40,9	10,2	15,8	4,0	4,36	19,8	7,3	85	
9,1	37,6	3,0	30,0	182,4	34,8	4,5	12,0	3,8	6,33	15,3	7,2	87	
12,0	49,5	3,0	22,6	243,2	43,5	2,4	11,6	3,8	8,05	28,8	6,6	67	
10,5	43,2	3,2	42,0	255,4	19,7	4,4	15,0	4,9	8,48	7,7	7,0	91	
11,6	48,0	5,5	21,5	231,0	41,3	9,6	11,6	3,4	4,24	16,9	7,4	80	

19—32 — на поле Эль-Салитре в ноябре — декабре 1968 г.

потенциальная мощность верхнего резервуара относительно невелика.

Предполагая, что в электрическую энергию можно преобразовать 25% механической энергии, имеющейся в резервуаре, его потенциал следует оценить примерно в 150 МВт/год, что, таким образом, обеспечит генерацию 10 МВт в течение 15 лет. Если бы можно было считать продуктивной всю область, ограниченную изолинией 10 Ом·м, потенциал мог бы быть увеличен до 420 МВт/год, но это обеспечило бы работу лишь небольшой

Таблица 3

Анализы газа из термального района Ислан-де-лос-Эрворес, штат Мичоакан

Проба	Содержание компонентов, объем, %							pH	T °C
	CO ₂	H ₂	CH ₄	O ₂	CO	H ₂	N ₂ + p.г.		
3 (I)	66,0	1,0	2,0	0,0	1,0	2,0	18,0	6,3	77
4 (I)	67,0	0,5	1,5	0,0	0,5	1,0	19,5	7,2	85
6 (I)	70,0	1,5	0,5	0,0	1,0	0,5	26,5	6,5	68
8 (I)	65,0	2,0	1,0	0,0	0,5	0,5	30,0	7,5	91
9 (I)	69,0	1,5	2,0	0,0	1,0	1,0	25,5	8,0	92
11 (I)	73,0	1,0	1,0	0,0	1,5	1,5	22,0	6,8	92
12 (I)	70,0	2,0	3,0	0,0	0,5	2,0	22,5	7,1	82
13 (I)	65,0	6,0	3,5	0,0	1,0	1,5	23,0	7,4	82
19	70,0	6,0	2,0	0,0	2,0	2,0	18,0	8,1	78
20	68,0	4,0	2,0	0,0	1,5	2,0	22,5	8,1	78
22	70,0	3,0	1,0	0,0	0,5	1,0	24,5	7,7	85
23	68,0	2,0	0,5	0,0	2,0	0,5	27,0	7,3	70
25	66,0	6,0	2,0	0,0	2,0	1,0	23,0	8,8	90
26	69,0	3,0	1,0	0,0	1,5	0,5	25,0	7,5	70
27	68,0	4,0	2,0	0,0	1,5	1,5	23,0	7,3	80
28	67,0	3,5	2,0	0,0	1,5	0,5	25,5	7,3	85
29	70,0	4,0	1,5	0,0	2,0	1,0	21,5	7,2	87
30	65,0	2,0	1,0	0,0	2,0	2,0	28,0	6,6	67
31	66,0	3,0	1,5	0,0	1,5	1,5	26,5	7,0	91
32	68,0	2,0	2,0	0,0	2,0	0,5	25,5	7,4	80
33	66,0	7,0	3,0	0,0	3,0	2,0	19,0	7,3	82
34	68,0	5,0	2,0	0,0	3,0	1,0	22,0	7,6	90

Примечание. I — Ислан, остальные — Эль-Салитре.

электростанции в течение немногих лет. Резервуар такого размера и с такой температурой было бы гораздо выгоднее эксплуатировать как источник промышленного тепла, с генерацией электроэнергии только в качестве возможного дополнения. Предполагая развитие в районе подходящих отраслей промышленности и эффективное использование тепла, коммерческую стоимость тепловой энергии резервуара Ислан — Эль-Салитре в пределах зоны, ограниченной изолинией 5 Ом · м, следует оценить в 17 млн. долларов США (1 доллар США за 10⁶ ккал).

Ввиду небольших размеров местного резервуара, обеспечивающего поверхностную активность, съемка электросопротивлений была распространена за пределы района развития озерных отложений на расстояние до 5 км от Ислана к юго-западу и за пределы базальтов к северу. Для обнаружения более глубокого резервуара были проведены зондирования, и общая площадь, охваченная этими работами, составила около 15 км². Некото-

рыми из этих зондирований были обнаружены слои низкого сопротивления, и, если бы разведочное бурение показало, что эти слои нагреты, в резервуаре этой области могли бы оказаться запасы энергии, достаточные для обеспечения работы станции мощностью, к примеру, 250 МВт в течение экономически выгодного периода.

Программа разведочного бурения. На основании наблюдений и выводов были определены места для пяти разведочных скважин глубиной 300—400 м с целью получения образцов керна и пластовых флюидов для петрологического и геохимического анализа и выяснения распределения температур и давлений в водоносном горизонте. Южнее Эль-Салитре, внутри контура 3 Ом·м, являющегося уровнем наименьшего сопротивления, находится скважина, в ходе бурения которой были пройдены два горизонта с признаками термоаномалий. Первый лежит на глубине 120 м, где установлена температура 90 °С и заметна тенденция ее увеличения с глубиной. Во втором, на глубине 577 м, зарегистрирована максимальная температура 140 °С; здесь, когда скважина была на восемь часов оставлена в покое, отсчеты показали слабое возрастание температуры. В этом горизонте наблюдалось поглощение бурового раствора, и возможно, что скважина уже вошла в зону высокой проницаемости или очень близка к ней. Был получен керн длиной 30 см. Макроскопически образец пород классифицирован как измененная базальтовая брекчия зеленого цвета с многочисленными мелкими кварцевыми прожилками. Была сделана попытка проведения электрокаротажа. Поскольку сейчас очевидно, что скважина весьма перспективна в геотермальном отношении, бурение ее будет продолжено, по-видимому, до глубины 1000 м.

Лос-Умерос. Это термальное поле находится в восточной части вулканического пояса, в одном из самых высоких участков хребта Сьерра-Мадре (1800 м над уровнем моря), близ границы между штатами Пуэбла и Веракрус. Его географические координаты — 97° 26' з. д. и 19° 40' с. ш.

Поле расположено внутри кольцевой структуры, заполненной четвертичной вулканической пепловой формацией и риолитовыми экструзиями (в западной части), и эти образования, покрытые стратифицированными пеплами, песками и туфами, охватывают бассейн около 14 км в диаметре. В этом бассейне внутренняя плохо развитая дренажная сеть только начинает формироваться при отсутствии существенного поверхностного стока из-за быстрой инфильтрации. Бассейн походит на кальдеру с плоским дном. Система открытых трещин облегчила изменение потоков вязких глыбовых лав, которые перекрыли пемзовые пеплы и другие хорошо проницаемые вулканические породы, образующие часть основания структуры. В восточной части система из трех

меридиональных разломов обнажает останцы древних базальтов, и на их обрыве (высотой 20 м) проявляется геотермальная активность. Эти разломы параллельны другому региональному разрыву, который протягивается от вулкана Кофре-Де-Пероте, проходит через вулкан Серро-де-Писарро и затрагивает, пройдя через центральную часть кальдеры, лежащие севернее породы юрского и мелового возраста (фиг. 7).

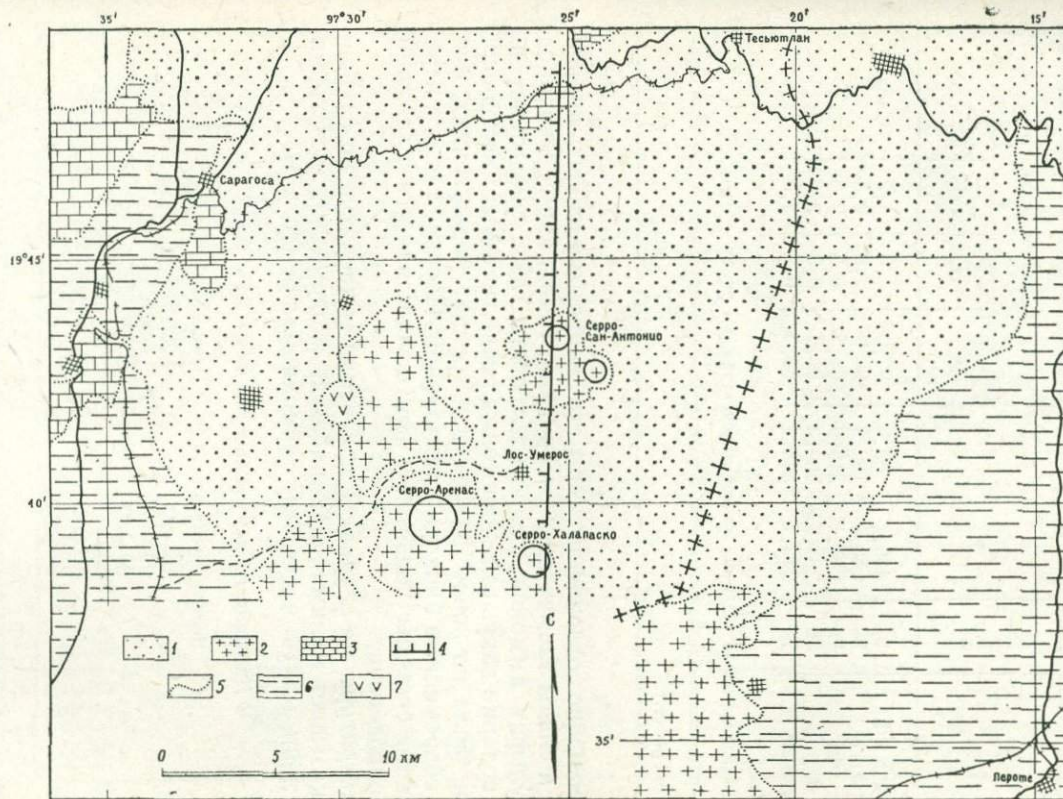
Многочисленные обнажения известняков вокруг Лос-Умерос свидетельствуют, что фундамент может также быть сложен этими породами, и вероятно, что известняки на глубине влияют на химический состав газов, проявляющихся на поверхности.

Восточнее области исследований имеется много провальных воронок (кратеров) и кальдер, содержащих озера (*xalapascos*). Связанные с ними вулканические продукты перекрывают более древние образования.

Единственный признак аномального выноса тепла заключается в слабой пульсирующей разгрузке пара и горячих газов, которые выделяются вдоль зон разломов и трещин в центре структуры. Эта активность нагревает площадки до 10 м в диаметре, где в маленьких провальных бассейнах, заключенных в измененных и каолинизированных пемзовых песках, температура достигает 90 °С. Немногочисленные пятна красного грунта (сухие грязевые площадки) контрастируют с преобладающим белым цветом поверхности земли в зонах разломов, и хотя в дождливый сезон активность возрастает, значительных отложений горячих источников не отмечается. Зеркало воды лежит на глубине, по-видимому, около 200 м, так что для доставки горячей воды к поверхности потребовался бы мощный поток тепла.

Химические анализы конденсатов и газов дают возможность предполагать, что отношение Na/K, давление пара и содержание газа должны возрастать с глубиной, а также что увеличение содержания Na вызывается пневматолитическим изменением пород при воздействии пара и газа и что во время этого процесса содержание калия убывает из-за абсорбции или химических реакций, образующих богатые калием силикаты.

Изотонии концентрации хлора указывают на его содержание 25 млн⁻¹, и в соединении с аммонием этот хлорид может образовать хлористый аммоний, сублимирующий при низкой температуре. CO₂, соединяясь с парами воды при высоких давлениях и температуре, образует HCO₃. Его происхождение, вероятно, связано с присутствием на глубине известняков. Следы силикатов указывают, что кремнезем поднимается с больших глубин и что по мере подъема пара и снижения давления и температуры он либо отлагается, либо обменивается. Подобно этому, интенсивная термальная активность, соответствующая



Фиг. 7. Геологическая карта района Лос-Умерос, штат Пуэбла.

1 — вулканические пески и туфы; 2 — темные базальты; 3 — кремевые слоистые известняки; 4 — разлом; 5 — геологические границы;
6 — аллювий; 7 — риолиты.

ресурсам пара, которые могут иметься на глубине, уменьшается к поверхности.

Анализы газа из фумарол (Ф) и сольфатар (С)

	Температура, °С	$P^1_{\text{в}}$	$P^2_{\text{г}}$	Содержание, об. %			
				CO ₂	O ₂	CH ₄	CO
Клементина (Ф)	87	468,7	69,3	92,0	1,0	1,5	Следы
Майра (Ф)	80	355,1	182,9	90,0	2,0	2,5	
Фабьюла (Ф)	75	289,1	248,9	94,5	0,5	2,0	"
Ингрид (С)	70	233,7	304,3	89,5	0,3	3,0	"
Серро-Бланко (С)	75	289,1	248,9	84,0	0,2	2,5	"

$P^1_{\text{в}}$ — давление паров воды при данной температуре, мм рт. ст.

$P^2_{\text{г}}$ — парциальное давление газа по разности (среднее атмосферное давление принято 538 мм рт. ст.).

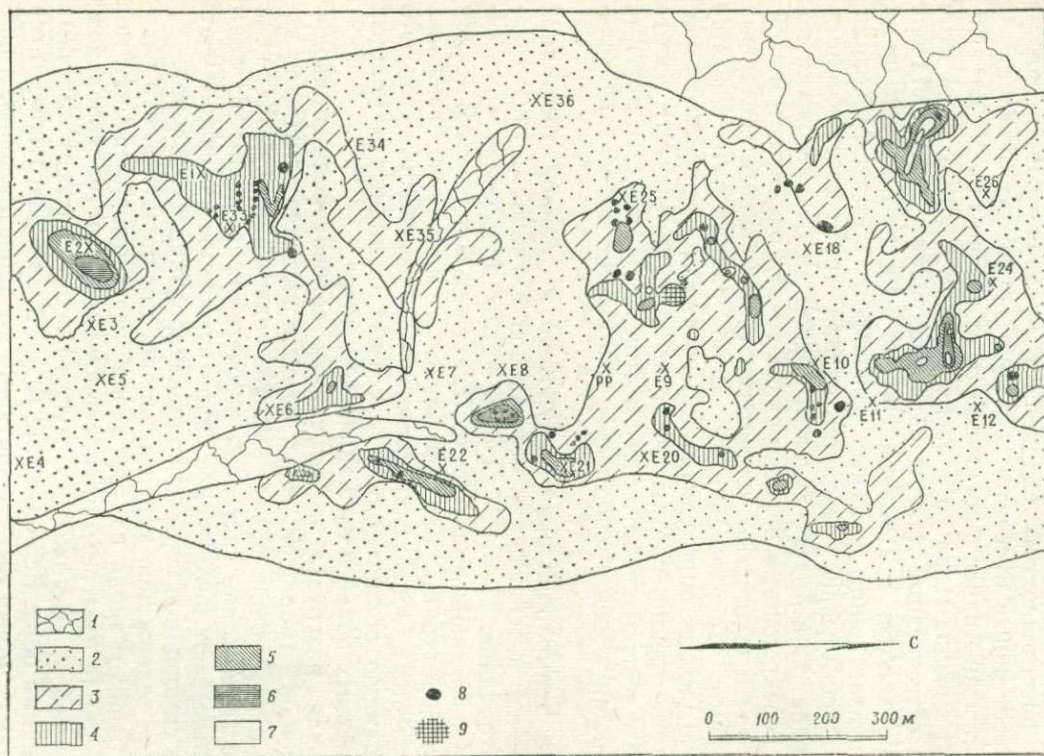
Небольшие отложения серы (в непромышленных количествах) и следы элементов и соединений, таких, как сероводород, бор, сульфат аммония, сопровождающих газы, указывают на существование закрытой гидротермальной системы с небольшой утечкой тепла по зонам разломов и трещин, отражающих, очевидно, современные блоковые дислокации. Перенос тепла в верхнюю часть системы подземных вод осуществляется благодаря теплопроводности.

Температуры на глубине 1 м. Съемка температур на глубине 1 м показывает минимальную площадь около 2 км², представляющую лишь малую часть всей термоаномалии (фиг. 8).

Площади температурных зон на глубине 1 м

Диапазон температур, °С	Площадь, м ²
15—20	1 206 875
20—30	568 125
30—40	12 125
40—50	23 375
50—60	7 250
60—70	1 750

Съемка электросопротивлений скоро будет закончена и затем начнется осуществление программы разведки с бурением скважин глубиной 20—30 м для определения истинных границ поля, которые могут указать на существование гораздо большего резервуара.



Фиг. 8. Геотермическая карта района Лос-Умерос, штат Пуэбла.

1 — скальные породы; зоны с температурой (°C) на глубине 1 м: 2 — 15—20; 3 — 20—30; 4 — 30—40; 5 — 40—50; 6 — 50—60; 7 — 60—80; 8 — fumaroles с температурой выше 70 °C; 9 — измененные зоны.

Лос-Асуфрес. Площадь Лос-Асуфрес лежит на высоте 2800 м над уровнем моря, в самой высокой части западной Сьерра-Мадре, на ее пересечении с западной частью вулканического пояса. Гора Сан-Андрес (3800 м над уровнем моря) выделяется сильной расчлененностью склонов, а произрастающая вокруг флора несет явный отпечаток холодного сурового климата.

Хребет Сан-Андрес протягивается с северо-запада на юго-восток от Сьюдад-Идальго к озеру Куинцео. Вдоль горной цепи имеются естественные лагуны разной окраски. Зеленая Лагуна (в центре хребта) и Длинная Лагуна небесно-голубого цвета делают пейзаж одним из самых живописных в штате Мичоакан.

Гора Лос-Асуфрес — двойной вулкан третичного возраста, а сам хребет Сан-Андрес в целом образован базальтовыми потоками, перекрывшими более древние потоки риолитов и в свою очередь почти полностью покрытыми современными песчаными отложениями. Дренажная сеть имеет радиальный характер и также отражает определяющие особенности структуры. Главная система трещин протягивается вдоль верхней части хребта на 18 км с северо-запада на юго-восток и пересекается другими нормальными к ней трещинными зонами, но менее значительными.

Много термопроявлений приурочено к главной трещинной зоне, причем интенсивность термальной активности увеличивается к окончанию хребта. Грязевые котлы, фумаролы, часть которых с впечатляющим шумом выделяет под большим давлением высокотемпературный пар, большие и маленькие грифоны, многочисленные зоны гидротермальных изменений — все это делает данную область одним из самых обширных и мощных геотермальных полей в вулканическом поясе.

Большая разгрузка в источниках сероводорода приводит к отложению самородной серы, которая вызывает глубокое изменение окружающих пород; высокое содержание сульфат-иона и низкое содержание хлор-иона в сочетании с низким рН воды и пара вызывают интенсивное гидротермальное изменение и отложение самородной серы из концентрированных растворов.

Низкое содержание хлора позволяет предполагать, что главным источником тепла для поверхностных термопроявлений мог быть сухой или перегретый пар, сопровождаемый сероводородом, углекислотой и, возможно (в случае Посо-Маритаро) летучими соединениями бора. Если это так, то часть вод, разгружающихся в источниках, могла быть поверхностного происхождения, а разгрузка перегретого пара могла оказаться небольшой.

В лагуне Лос-Асуфрес вода бурлит и нагревается до 35—38 °C из-за постоянного пробулькивания газа с небольшим количеством пара. На одном из прибрежных участков из горячего источника выбрасывается вода с температурой 92 °C. Многочис-

ленные локальные зоны изменения характеризуются разгрузкой сухого пара и тонкими корками отложений серы.

Другие интересные термопроявления — Эль-Чилладор, Куррутако I и II, Посо-Маритаро и Тахимароа.

Эль-Чилладор находится в 500 м северо-западнее лагуны Лос-Асуфрес и состоит из нескольких маленьких воронок, из которых с шумом разгружается сухой пар с такой силой, что выбрасываются мелкие камешки. На небольшом расстоянии, в отверстиях, скрытых в каменистом грунте, была установлена температура 105—110 °С.

Куррутако I расположено примерно в 300 м от предыдущего термопроявления, на северо-западном склоне горы Сан-Андрес. Это конус около 20 м в диаметре и высотой 5 м, образованный последовательными слоями илистой грязи. В кратере постоянно кипит черная вязкая грязь с температурой 90—102 °С. На восточном краю выходят струи сухого пара с температурой 92 °С. Во время короткого периода в конце сухого сезона грязь почти полностью высыхает и активность проявляется в разгрузке сухого или насыщенного пара через множество мелких выходов. Таким образом, это термопроявление также, по-видимому, питается сухим или перегретым паром, а наличие воды в грязи вызывается поглощением дождевых осадков или конденсированного пара над подвешенным водоносным горизонтом. Химическое действие пара способствует изменению почвы.

Куррутако II намного менее эффективный участок, чем вышеописанный, термопроявления имеют пульсирующий характер. Здесь также есть кипящие котлы вязкой грязи с температурой 95—100 °С, но постройка, как на Куррутако I, не наблюдается.

Посо-Маритаро, — кратер близ Зеленой лагуны, столь же живописный, как на Куррутако I, постоянно выделяет CO_2 , H_2S и SO_2 . Пар поднимается на высоту до 20 м, вода не изливается. На поверхности зарегистрирована температура 92—110 °С. Сходную температуру имеет и другой, расположенный рядом источник, называемый Эль-Галло.

Тахимароа находится в нескольких километрах юго-западнее горы Сан-Андрес. Этот участок представляет собой вулканическую воронку (с лагуной внутри, где имеются горячие источники с кислыми водами. Отлагается и в небольших масштабах добывается сера).

Близ озера Куицео имеются и другие проявления термальной активности, менее эффективные, но не менее важные с точки зрения оценки геотермальных условий района. Это Ла-Тасита, Асиенда-де-Агуа-Фриа, Баньос-дель-Чино, Лагуна-Верде, Эль-Нопал, Коинцио, Ацимба, Араро, Симирао, Сан-Алехо, Сан-Педро, Сан-Агустин-дель-Маис, Хуандакаро, Пуруандиро,

Ла-Пьедад и другие, представляющие сейчас местные лечебные источники.

Поле Лос-Асуфрес с окружающими его термопроявлениями — одно из наиболее интересных и потенциально самых важных, так что Исследовательский институт электропромышленности начал его изучение посредством геологической съемки, интерпретации фотоматериалов и опробования вод и газов.

Ла-Примавера. Поле Ла-Примавера лежит несколько западнее города Гвадалахара, столицы штата Халиско. Оно описано как вулканическая кальдера, и наиболее интересные для геотермальных исследований fumaroles находятся в восточной части. Район легко доступен с севера, от шоссе Гвадалахара — Тепик, до зоны, известной под тем же названием (Ла-Примавера). В другую, намного более важную зону, известную под названием Эль-Колорадо, доступ возможен по крутым внутренним склонам структуры. Область Ла-Асуфрера, близ Тала, по-видимому, тоже интересна в геотермальном отношении.

Геологически область можно рассматривать как сложный вулкан, образовавший замкнутый бассейн с единственным выходом в сторону Тала, штат Халиско. Эта структура заполнена мощной толщей вулканических песков и туфов, богатых вулканическим стеклом, которые покрывают псевдослоистые риолитовые породы третичного возраста. Древнейшие породы плотные, разбитые трещинами, с почти вертикальными плоскостями отдельности (псевдослоистости). Вдоль некоторых из этих трещин, совпадающих с широтным тектоническим уступом, который ограничивает ровообразный прогиб, в зоне Колорадо проявляются паровые струи. Температура их изменяется от 85 до 95 °С, и здесь образовались красноватые измененные зоны, резко окрашенные марганцем. Теплые источники ванн Ла-Примавера (40 °С) изливают 50—100 л/с воды со слабым запахом, вытекающей из светлоокрашенного горизонты пористого материала на контакте с сильно трещиноватыми риолитами.

Такая же картина наблюдается в северо-западной части, где выходят горячие источники Рио-Калиенте и Арройо-Верде. Воды содержат значительное количество кремнезема и в местах своего выхода из пород начали создавать более или менее плоские террасы. Эти источники могут иметь общее происхождение с термами Ла-Примавера и fumaroles Серро-Бланко и Колорадо, питаются теплом удаленного глубинного источника. Геологические и фотографические карты района имеются, и сейчас ведутся съемки электросопротивлений и теплового потока. Дополнительно намечена следующая программа исследований:

а) опробование очагов разгрузки и определение дебита и температуры разгружающихся вод для выявления влияния метеорных вод;

б) определение «продуктивной» базовой температуры в системе на основании имеющихся химических данных и полученных новых результатов;

в) опробование паров и газов для выяснения их происхождения и температуры образования или генерации и определения пунктов для глубокого бурения;

г) бурение двухдюймовых разведочных скважин на глубину до 30 м для измерения теплового потока и химического опробования района Колорадо;

д) проведение опытов по коррозии образцов различных материалов на контакте с паром, выделяемым fumarолами.

Список литературы

1. *Alonso E. H.*, La zona geotérmica de Cerro Prieto, B. C., Bol. Soc. Geol. Mex., 29, 17, 1966.
2. *García D. S.*, Informe sobre las mediciones de flujo térmico efectuadas en la zona geotérmica de Ixtlán de los Hervores, Manuscript, 1969.
3. *García D. S.*, *Banwell C. J.*, Geophysical report on the geothermal area of Ixtlán de los Hervores, Mich. Resistivity survey, Manuscript, 1959.
4. *Gómez V. R.*, *Friedman D. J.*, *Gawarecki S. J.*, *Banwell C. J.*, Photogeologic and thermal infrared reconnaissance survey of the Los Negritos-Ixtlán de los Hervores geothermal area, Michoacán, México, U. N. Symp. Development Utilization Geothermal Res., Pisa, 1970.
5. *Gómez V. R.*, Condiciones geohidrológicas del area geotérmica de Los Negritos, Edo. de Michoacán, Manuscript, 1969.
6. *González S. A.*, Geología superficial del area geotérmica de Ixtlán, Edo. de Michoacán, Manuscript, 1969.
7. *Molina B. R.*, Informe Geoquímico de la zona geotérmica de Ixtlán de los Hervores en el Estado de Michoacán, Final Report (IIIE), 1969.

ОСВОЕНИЕ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ В ИСЛАНДИИ
В ПЕРИОД 1960—1969 гг.

Г. Палмассон, И. Зоega

ВВЕДЕНИЕ

Освоение геотермальных ресурсов Исландии до 1960 г. рассмотрено в ряде статей, представленных на Конференции ООН по новым источникам энергии в Риме в 1961 г. [3, 4, 5, 6, 7, 8, 12].

В 1960 г. общее число жителей домов, обогреваемых природной горячей водой, составляло 45 тыс. Около 90% из них обслуживалось городской теплофикационной службой Рейкьявика. Природной горячей водой обогревалось около 95 000 м² теплиц и 80 плавательных бассейнов. Для разведки и добычи природного тепла было пробурено приблизительно 70 тыс. погонных метров скважин.

Цель данной статьи — кратко охарактеризовать освоение геотермальных полей Исландии в течение последнего десятилетия. Некоторые результаты этого освоения детально обсуждаются в других статьях, представленных на данный Симпозиум¹, и поэтому будут затронуты лишь вскользь, тогда как другие, не освещенные в статьях, охарактеризованы более подробно.

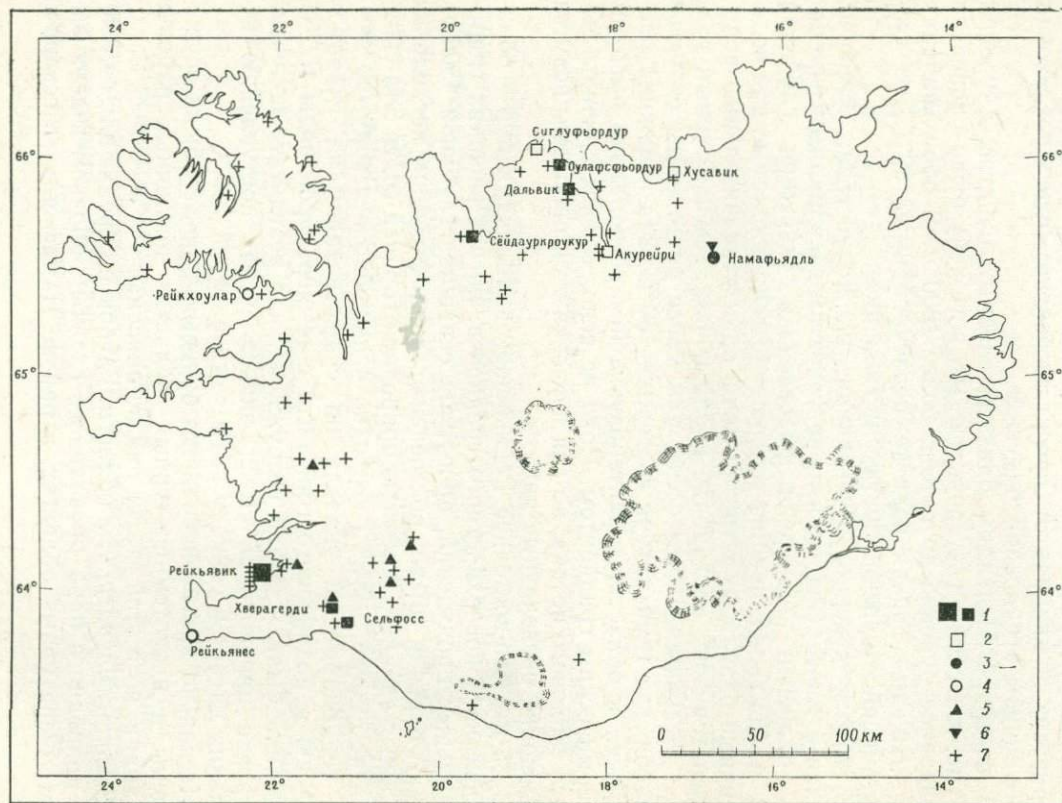
Географическое распределение главных участков использования геотермальной энергии в Исландии показано на фиг. 1.

БУРОВЫЕ РАБОТЫ

Низкотемпературные области. В течение последнего десятилетия в ряде низкотемпературных областей велось бурение с целью добычи горячей воды для нужд теплофикации. Большая часть этих работ выполнена для района Рейкьявика. Рядом с городом обнаружено новое поле, в основном по данным площадных измерений градиента в мелких скважинах. На нем пробурено 10 глубоких скважин общей длиной 13 тыс. м, дающих самоизливом около 80 л/с воды температурой 100—110 °С. Подсчитано, что при откачке скважины могут продуцировать 170 л/с горячей воды.

Это новое поле, которое будет называться полем Эдлидаар, не связано с ранее известным полем Лойгарнесс (прежде назы-

¹ Симпозиум ООН по освоению и использованию геотермальных ресурсов мира, Пиза, 1970.



Фиг. 1. Использование природного тепла в Исландии (1969 г.).

1 — существующие системы теплофикации и горячего водоснабжения; 2 — то же, планируемые; 3 — промышленное использование; 4 — то же, планируемое; 5 — главные районы тепличных хозяйств; 6 — генерация электроэнергии; 7 — плавательные бассейны.

вавшимся термальной областью Рейкьявик), несмотря на малое расстояние — около 3 км — между ними; на это указывают различия химического и изотопного состава горячей воды, а также различия в температуре. Для получения более подробной информации об этих двух полях читатель отсылается к статье Арнасона и Томассона [1].

Открытие нового термального поля Эдлидаар означало отсрочку осуществления плана строительства трубопровода к Рейкьявику и соседним населенным пунктам из более удаленных высокотемпературных областей, т. е. из районов Хенгидль и Кризувик. Однако этот проект, вероятно, будет реализован в не слишком отдаленном будущем.

В северной Исландии близ населенных пунктов Акурейри (10 тыс. жителей) и Хусавик (2 тыс. жителей) было проведено разведочное бурение до глубин более 1000 м. В обоих районах была найдена горячая вода температурой выше 90°C, но эксплуатационное бурение еще не проводилось.

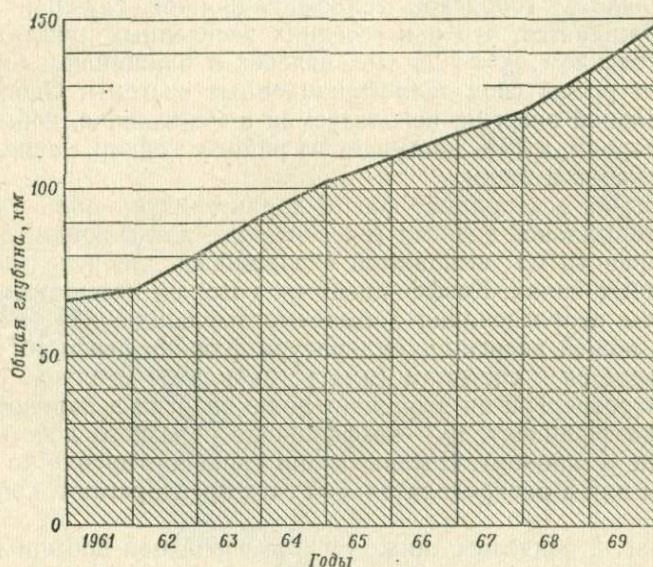
В 20 км севернее Рейкьявика, на полуострове Акранес, в связи с многообещающими результатами площадных измерений градиента пробурена разведочная скважина глубиной 1400 м. Скважина прошла совершенно непроницаемые для воды третичные базальты, встретив лишь один незначительный водоносный горизонт на глубине около 800 м. Температурный градиент по скважине был более или менее постоянным от устья до забоя, где температура составила 186°C. Эта скважина расположена в области, характеризующейся регионально высоким геотермическим градиентом. Пока не ясно, каковы причины высокого теплового потока, но для изучения этой проблемы ведутся дальнейшие разведочные работы.

В 35 км юго-восточнее Рейкьявика, в Холидардалур — области высокого поверхностного градиента, но без внешних гидротермальных проявлений, пробурена скважина глубиной 1500 м. Целью бурения было обеспечение теплофикации нескольких школьных зданий с помощью природной горячей воды. Эта скважина не смогла вывести свободно изливающуюся воду, но данные термокаротажа указали на существование на глубинах 700—800 м водоносного горизонта с температурой воды 150°C. Скважина была успешно возбуждена, и в результате получена разгрузка пароводяной смеси, эквивалентная поступлению нескольких литров в секунду воды температурой 150°C.

Несколько других небольших буровых проектов были осуществлены в низкотемпературных областях различных районов Исландии, но в этой статье они не описаны.

Высокотемпературные области. Глубокое бурение для получения природного пара проводилось главным образом в двух высокотемпературных областях, в районе Намафьядль в северной

Исландии и в районе Рейкьянес в юго-восточной Исландии. В первом из них было проведено эксплуатационное бурение для снабжения паром завода по переработке диатомового ила и небольшой электростанции мощностью 3 тыс. кВт. В районе Рейкьянес выполнено разведочное бурение для выяснения возможности добычи химикалиев из геотермальных рассолов.



Фиг. 2. Объем бурения для использования геотермальной энергии.

В обеих областях были зарегистрированы высокие температуры — около 280°C на глубинах порядка 1000 м. В Намафьядле пробурено семь скважин максимальной глубиной 1200 м и общей производительностью, оцененной в 100 т пара в час при давлении пара на устье 10 кг/см^2 . В Рейкьянесе пробурено 7 скважин максимальной глубиной 1754 м. Дальнейшее освоение этих высокотемпературных областей описано в статьях Рагнарса и др. [11] и Бьёрнсона и др. [2].

На фиг. 2 показан общий метраж бурения геотермальных скважин в Исландии в течение 1960—1969 гг.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ

В использовании геотермальной энергии в Исландии первое место занимает теплофикация. В последние годы началось также использование природного тепла для нагревания в технологических процессах на заводе по переработке диатомового ила

у озера Миватн (близ Намафьядля) и в том же районе недавно построена экспериментальная геотермальная электростанция.

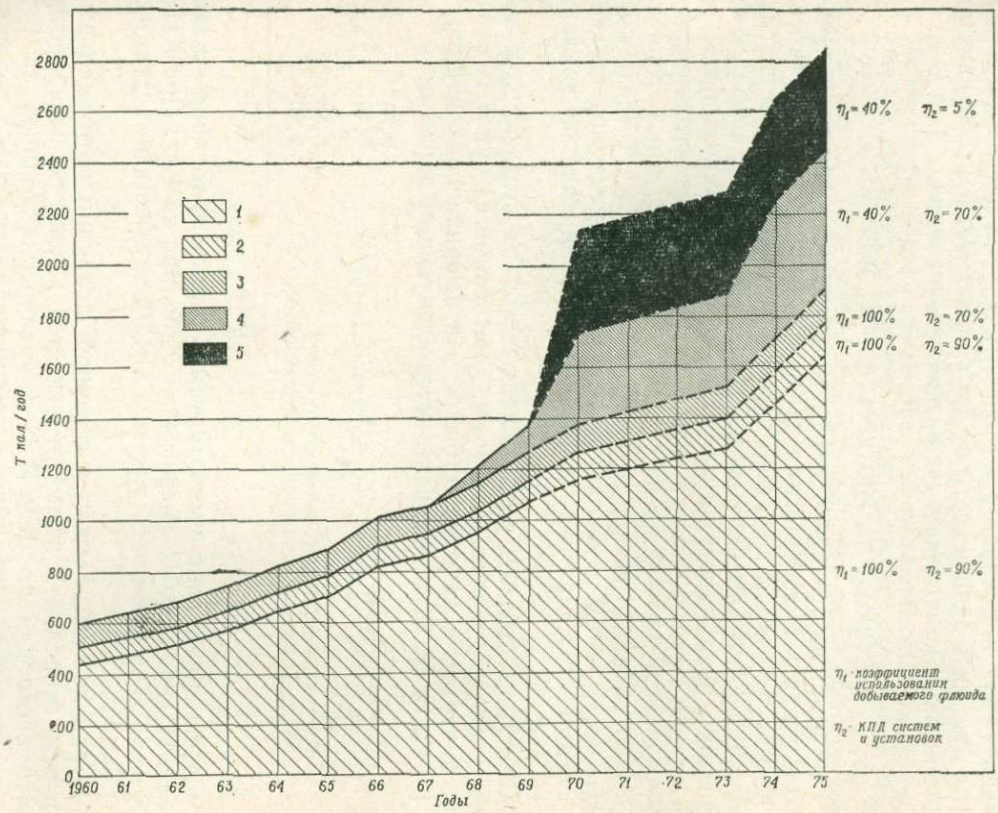
Диаграмма на фиг. 3 иллюстрирует развитие освоения геотермальной энергии в Исландии с 1960 по 1969 г. Постоянно возрастают масштабы теплофикации, главным образом в Рейкьявике. В 1969 г., согласно оценке, 90% всего населения столицы обслуживалось городской теплофикационной службой Рейкьявика. Ожидается, что и в соседних населенных пунктах с общим населением около 25 тыс. человек в ближайшем будущем будут построены свои теплофикационные системы. Около 75% геотермальной энергии, используемой в Рейкьявике, добывается в черте города, а 25% поступает из района Рейкир, расположенного примерно в 20 км.

Цифры на оси ординат фиг. 3 характеризуют общее количество геотермальной энергии (рассчитанное для флюида температурой выше 40 °С), выводимой скважинами для использования в различных целях. Коэффициент η_1 , который называется коэффициентом использования добываемого флюида, характеризует ту часть общей энергии (температура флюида выше 40 °С), которая подается к системам (или установкам). В случае генерации электроэнергии он выражает долю энергии в паровой фазе. Второй коэффициент, η_2 — коэффициент полезного действия систем (или установок). Потерями при транспортировке по трубопроводам или в распределительной сети пренебрегают, когда они малы.

На фиг. 3 показаны также оценки вероятной добычи геотермальной энергии в следующие 5 лет. Ожидается, что прирост произойдет главным образом благодаря расширению теплофикационной системы Рейкьявика и увеличению мощности завода по переработке диатомового ила в Намафьяdle. Изучались некоторые другие возможные способы использования геотермальной энергии Исландии. Среди них — производство тяжелой воды, добыча химикалий, сушка морских водорослей, переработка пищевых продуктов. Пока не принято решения о развитии того или иного производства, но некоторые из этих возможностей изучаются.

РАЗВЕДКА

Разведка термальных областей в Исландии ведется геологическими, геофизическими и геохимическими методами, а также буровыми работами. Высокотемпературные области, разведанные главным образом в последние годы, — районы Рейкьянес, Кризувик, Хенгидль и Намафьядль. Эти районы весьма удачно расположены с точки зрения их возможного использования для теплофикации и промышленных целей. В районе Намафьядль и Рейкьянес обнаружены температуры около 280 °С, в районе



Фиг. 3. Валовая добыча геотермальной энергии (температура флюида выше 40 °С).

1 — городская теплофикационная служба Рейкьявика (с окружающими населенными пунктами); 2 — теплофикационные сети других районов; 3 — тепличное хозяйство; 4 — промышленное использование; 5 — производство электроэнергии.

Хенгидль — около 260 °С, в районе Кризувик — около 220 °С.

В низкотемпературных областях для измерений температурного градиента довольно успешно использовалось бурение мелких скважин. В большинстве высокотемпературных областей этот метод имеет ограниченное значение из-за возмущений температурного поля холодными грунтовыми водами. Оказывается весьма многообещающим площадное изучение (съёмка) микросейсмической активности, поскольку представляется, что эта активность внутри некоторых высокотемпературных областей выше, чем за их пределами. Это явление изучается более детально (Уорд и Бьёрнссон, в печати). Другие методы разведки используются в зависимости от того, насколько перспективно их применение в конкретных геологических условиях.

СТОИМОСТЬ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ

Геотермальная энергия низкотемпературных областей давно используется в Исландии для целей теплофикации, и стоимость ее во многих местах довольно хорошо известна. Однако использование энергии высокотемпературных областей — новое дело, и поэтому пока мало данных, на которых можно основываться для оценки стоимости этого вида энергии. Городская теплофикационная служба Рейкьявика сейчас снабжает дома горячей водой по цене 0,16 американских доллара за 1 м³. Температура воды около 80 °С, и используемое тепло в среднем составляет 42 ккал/кг. Это дает цену энергии в 3,8 американских доллара за 1 Гкал.

Стоимость горячей воды складывается из стоимости ее добычи и распределения. Для воды, добываемой из буровых скважин в черте Рейкьявика, стоимость в американских долларах за 1 Гкал в среднем подразделяется следующим образом:

Расходы на бурение	0,73
Расходы на строительство магистральных трубопроводов	0,42
Расходы на накопительные сооружения	0,15
Расходы на создание распределительной сети	2,50
Всего	3,80

Современная цена импортируемого жидкого топлива составляет в Исландии 0,044 американских доллара за 1 кг. При КПД 65% это дает стоимость энергии в 6,70 американских доллара за 1 Гкал.

В районе Намафьядль в северной Исландии геотермальный пар при давлении 7 кг/см² отпускается заводу по переработке диатомового ила по цене 0,28 американских доллара за 1 т. Небольшая электростанция в той же области также получает

пар из буровых скважин. Цена пара для этой станции, вероятно, меньше, чем вышеупомянутая цифра, даже при том, что давление пара несколько выше.

Список литературы

1. *Arnason B., Tómasson J.*, Deuterium and chloride in geothermal studies in Iceland, U. N. Symp. Development Utilization Geothermal Res., Pisa, 1970.
2. *Björnsson S., Arnórsson S., Tomasson J.*, Exploration of the Reykjanes thermal brine area, U. N. Symp. Development Utilization Geothermal Res., Pisa, 1970.
3. *Bodvarsson G.*, Physical characteristics of natural heat resources in Iceland, U. N. Conf. New Sources Energy, Rome, 1961.
4. *Bodvarsson G., Pálmason G.*, Exploration of subsurface temperature in Iceland, U. N. Conf. New Sources Energy, Rome, 1961.
5. *Bodvarsson G., Zoëga J.*, Production and distribution of natural heat for domestic and industrial heating in Iceland, U. N. Conf. New Sources Energy, Rome, 1961.
6. *Einarsson S. S.*, Proposed 15-megawatt geothermal power station at Hveragerdi, Iceland, U. N. Conf. New Sources Energy, Rome, 1961.
7. *Karlsson T.*, Drilling for natural steam and hot water in Iceland, U. N. Conf. New Sources Energy, Rome, 1961.
8. *Lindal B.*, Geothermal heating for industrial purposes in Iceland, U. N. Conf. Sources Energy, Rome, 1961.
9. *Lindal B.*, Greenhouses by geothermal heating in Iceland, U. N. Conf. New Sources Energy, Rome, 1961.
10. *Lindal B.*, The extraction of salt from sea water by multiple effect evaporators using natural steam, U. N. Conf. New Sources Energy, Rome, 1961.
11. *Ragnars K., Saemundsson K., Benediktsson S., Einarsson S. S.*, Development of the Námafjall area, Northern Iceland, U. N. Symp. Development Utilization Geothermal Res., Pisa, 1970.
12. *Sigurdsson H.*, Reykjavik Municipal District Heating Service and utilization of geothermal energy for domestic heating, U. N. Conf. New Sources Energy, Rome, 1961.

УСПЕХИ В ОСВОЕНИИ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ ИТАЛИИ

*Р. Катальди, П. Церон,
П. Ди-Марио, Т. Леардини*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Состояние изученности и перспективы освоения геотермальных ресурсов мира были одним из вопросов, рассмотренных на Конференции ООН по новым источникам энергии, состоявшейся в Риме в 1961 г. Цель этой статьи — осветить развитие исследований и использования эндогенных флюидов в Италии со времени Конференции, за период с 1960 по 1969 г.

СИТУАЦИЯ В 1960 г.

На декабрь 1960 г. в Италии было 11 действующих геотермальных электростанций с суммарной мощностью 285,2 МВт (табл. 1). Общее количество вырабатываемой ими энергии составляло 2103,9 млн. кВт·ч. Ниже дана общая характеристика состояния работ по освоению геотермальных ресурсов в тот период.

Исследования и разведка. Исследования и разработка эндогенных флюидов были практически сосредоточены в районах Лардерелло, Монте-Амиата и Травале (фиг. 1).

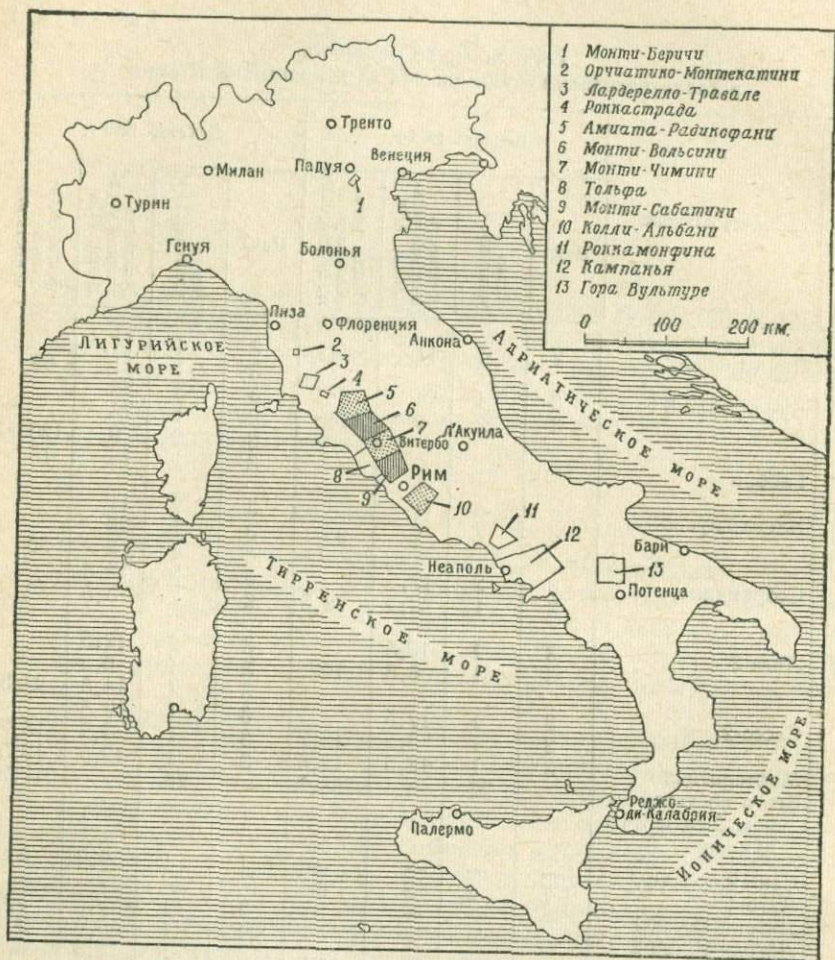
В бороносном регионе (Лардерелло и его окрестностях) бурение концентрировалось главным образом в районах Лардерелло, Кастельнуово, Сассо-Пизано, Монтеротондо-Мариттимо, Лаго, Лагони-Росси и Серраццано, где на глубине нескольких сотен метров была обнаружена благоприятная структура — резервуар, сложенный известняками и ангидритами [2]. Не считая мелких скважин, пробуренных до 1905 г. при поисках бороносных вод, к декабрю 1960 г. в этих районах было пробурено всего 357 скважин глубиной в среднем 500 м. Бурение заняло общую площадь в 45 км² с плотностью около 8 скважин на 1 км². В результате геологических, геохимических и геофизических съемок, охвативших и прилегающие территории, были найдены другие погребенные структуры, расположенные внутри или за пределами вышеупомянутых районов, которые могли также представлять потенциальный интерес для разработки эндогенных флюидов.

В области Монте-Амиата после серии предварительных исследований, начатых в 1953—1956 гг., внимание было сосредоточено на трех районах: Сан-Филиппо, Сатурния и Баньоре, где

**Установленная мощность
и характеристики геотермальных электростанций Италии**

Электростанция	Декабрь 1960 г.				Декабрь 1969 г.				
	Цикл	Число установок	Мощность каждой установки, МВт	Общая установленная мощность, МВт	Цикл	Число установок	Мощность каждой установки, МВт	Общая установленная мощность, МВт	
Бороносный регион	Лардерелло-2	2	4	11	44	3	4	14,5	69
	Лардерелло-3	3	4	24	114	3	3	26	
		3	2	9		3	1	24	120
	Габбро	—	—	—	—	3	2	9	
	Кастельнуово	2	3	11	35	3	1	11	50
		2	1	2		3	1	26	
	Серрацано	3	2	12,5	28,5	3	2	12,5	32
		3	1	3,5		3	2	3,5	
	Лаго-2	3	1	12,5	19	3	1	12,5	33,5
		3	1	6,5		3	1	6,5	
	Сассо-2	3	1	12,5	15,7	3	1	14,5	15,7
		3	1	3,2		3	1	12,5	
	Монтеротондо	3	1	12,5	12,5	3	1	12,5	12,5
	Всего по установкам 2-го и 3-го циклов		22		268,7		26		347,7
	Сан-Ипполито	—	—	—	—	1	1	0,9	0,9
	Лаго-1	1	2	3	6	—	—	—	—
	Лагони-Росси-1	—	—	—	—	1	1	3,5	3,5
	Лагони-Росси-2	—	—	—	—	1	1	3	3
	Сассо-1	—	—	—	—	1	1	3,5	3,5
Каприола ¹	—	—	—	—	—	—	—	—	
Всего по установкам 1-го цикла		2		6		4		10,9	
Другие районы	Травале	1	1	3,5	3,5	—	—	—	—
	Баньоре-1	1	1	3,5	3,5	1	1	3,5	3,5
	Баньоре-2	1	1	3,5	3,5	1	1	3,5	3,5
	Сенна	—	—	—	—	1	1	3,5	3,5
	Пьянкастанья	—	—	—	—	1	1	15	15
	Всего по установкам 1-го цикла		3		10,5		4		25,5
	Общая сумма		27		285,2		34		384,1

¹ В декабре 1969 г. при пробном пуске (одна установка 1-го цикла, 3 МВт).



Фиг. 1. Размещение районов геотермальных исследований в Италии.

в 1958 г. были пробурены первые разведочные скважины. В декабре 1960 г. парогидротермы Баньоре, вскрытые первой разведочной скважиной, все еще находились на ранней стадии исследований. Средняя глубина первых восьми скважин на этом поле была 741 м, а площадь, охваченная бурением, составила 3 км².

В Травале, на небольшой площади, расположенной примерно в 15—20 км к востоку — юго-востоку от Лардерелло, к декабрю 1960 г. была пройдена 21 скважина средней глубиной 573 м.

Помимо исследований и разработки вышеупомянутых районов, «Лардерелло-Компани» занималась предварительными исследованиями *других районов* Италии с целью уточнения возможности получения эндогенных флюидов, пригодных для использования с целью производства электроэнергии [1]. Этими районами с севера на юг (фиг. 1) являются: Монти-Беричи, Орчиатико-Монтекатини, Роккастрада и Тольфа. Почти во всех этих районах полученные данные указывают на присутствие довольно горячей воды или других флюидов, но их температура недостаточно высока для образования пара, пригодного для использования в промышленности.

Добыча флюида. В 1960 г. эндогенный флюид добывался преимущественно в бороносном регионе и в малых количествах в районах Травале и Баньоре (Монте-Амиата).

В бороносном регионе насчитывалось 178 продуктивных скважин, 164 из которых были подключены в сеть трубопроводов, а 14 сохранялись не подключенными для изучения геотермального бассейна. Общий дебит флюида был 3040 т/ч при давлении 3—5 ата. Поэтому средний дебит на одну продуктивную скважину был 17,1 т/ч (табл. 2).

В *других областях* (Травале и Баньоре) в 1960 г. суммарный дебит эндогенного флюида из 9 продуктивных скважин был 330 т/ч. Средний дебит скважины — 36,7 т/ч — был, таким образом, вдвое больше, чем в Лардерелло (табл. 2).

Это было обусловлено главным образом разными физико-химическими свойствами флюидов, полученных в различных районах, и в частности разницей в содержании свободного газа. Действительно, в Лардерелло содержание газа почти постоянно было около 3—8% по весу. Напротив, в Травале и тем более в районе Монте-Амиата содержание газа в смеси было значительно выше (табл. 3). Термальное поле Баньоре, в частности, эксплуатировалось только в течение двух лет, и содержание газа (80—90% по весу), хотя и проявлявшее тенденцию к быстрому уменьшению, в 1960 г. было все еще около 35% [3,6]. Температура флюида также заметно различалась в разных областях (табл. 3): в бороносном регионе температура флюида находилась в диапазоне 160—220 °С при давлении 4—6 ата, тогда как в Баньоре и Травале при сходных давлениях температуры были порядка 140—160 °С.

Значительные различия между разными полями парогидротерм не только в физико-химических свойствах, но и в общем расходе флюидов обуславливали выбор того или иного наиболее подходящего конверсионного цикла (табл. 1).

Электростанции и паропроводы. Для производства электроэнергии путем использования природного пара уже в 1960 г. применялись три конверсионных цикла, обозначаемых как

Таблица 2

Добыча эндогенного флюида и ее изменение в процентах за период 1960—1969 гг.

	Бороносный регион (Лардерелло и прилегающие области)			Другие районы ¹ (Травале и Монте-Амиата)			Всего		
	1960 г.	1969 г.	Изменение, %	1960 г.	1969 г.	Изменение, %	1960 г.	1969 г.	Изменение, %
Число продуктивных скважин: фонтанирующих наблюдательных	164 14	181 9	+10,4 —35,7	7 2	11 —	+57,1 —100,0	171 16	192 9	+12,3 —43,7
Итого	178	190	+6,7	9	11	+22,2	187	201	+7,5
Добыча флюида (т/ч): фонтанирующими скважи- нами для электростанций для других целей	2590 80	2870 100	+10,8 +25,0	170 —	430 —	+152,9 —	2760 80	3300 100	+19,6 +25,0
Итого	2670	2970	+11,2	170	430	+152,9	2840	3400	+19,7
непереливающимися	370	430	+16,2	160	—	—100,0	530	430	—18,9
Всего	3040	3400	+11,8	330	430	+30,3	3370	3830	+13,6
Средний дебит продуктивной скважины (т/ч)	17,1	17,9	+4,7	36,7	39,0	+6,3	18	19	+5,6

¹ Травале и Баньоре в 1960 г., Баньоре и Пьянкастаньяо в 1969 г.

Установленная мощность, потребление флюида
и производственные характеристики геотермальных электростанций Италии в 1960 г.

	Электростанция	Общая установленная мощность, МВт	Флюид на входе				Чистая (сетевая) мощность, МВт	Удельное потребление флюида, кг/(кВт·ч)	Время работы, ч	Фактор нагрузки (ч/8760), %
			Давление, ата	Температура, °С	Содержание газа, вес. %	Расход, т/ч				
Бороносный регион	Лардерелло-2	44	3,6	205	7	460	32,40	14,35	8760	99,7
	Лардерелло-3	114	4,6	190	5	1100	94,10	11,68	8540	97,2
	Кастельнуово	35	3,4	195	8	280	17,40	16,09	8040	91,5
	Серраццано	28,5	4,5	185	3,5	280	28,70	9,75	8300	94,4
	Лаго-2 ¹	19	6,1	165	3	62	6,70	10,44	3500 ¹	39,8 ¹
			1,9	146	3	8				
	Сассо-2	15,7	4,8	190	3	140	15,50	9,03	8300	94,4
	Монтеротондо	12,5	4,7	175	2,5	140	14,60	9,58	8300	94,4
	Всего по конденсационным станциям 2-го и 3-го циклов	268,7	—	—	—	2470	209,40	11,82	—	—
Лаго 1 ² (станция 1-го цикла)	6	5	170	2,5	120	3,21	37,38	5400 ²	61,4 ²	
Всего по станциям бороносного региона	274,7	—	—	—	2590	212,61	12,20	—	—	
Другие районы	Травале	3,5	2,7	130	15	40	0,97	44,33	8730	99,3
	Баньоре-1	3,5	5	155	30	90	2,70	33,33	8700	99,0
	Баньоре-2 ³	3,5	5	160	80	40	0,96	41,66	5880 ³	66,9 ³
	Всего по станциям других районов	10,5	—	—	—	170	4,6	37,36	—	—
	Итого	285,2	—	—	—	2760	217,24	14,51	—	—

¹ Установка мощностью 12,5 МВт пущена 4.8.1960, установка мощностью 6,5 МВт — 20.10.1960.

² Остановлена 4.8.1960.

³ Пущена при сниженной нагрузке 2.4.1960.

1-й цикл (прямой выпуск и выпуск отработанного пара в атмосферу), 2-й цикл (непрямой выпуск, через теплообменники, выпуск конденсата), 3-й цикл (прямой выпуск и выпуск конденсата).

Использование природного пара прошло через разные стадии, начиная с сооружения маленьких установок, действующих в соответствии с 1-м циклом. Однако из-за коррозии материалов и высокого удельного потребления флюида (20—30 кг на 1 кВт·ч сетевой мощности) у этого типа установки проектировщики сосредоточили свое внимание на установках непрямого выпуска (2-й цикл). Этот тип, позволяющий достичь более выгодного удельного потребления флюида (14,5—16 кг на 1 кВт·ч сетевой мощности), сопровождается, однако, значительными затратами на монтаж и эксплуатацию установки из-за необходимости применения теплообменников и связанного с этим комплекса дополнительного оборудования. С другой стороны, 2-й цикл позволяет извлекать большинство химикалий (борная кислота, аммиак, двуокись углерода, сероводород), содержащихся в эндогенных флюидах.

Важнейший технологический успех был достигнут в Лардерелло уже перед второй мировой войной, когда создание турбин из материалов, устойчивых к коррозии, вызываемой воздействием эндогенных флюидов, позволило осуществлять прямой выпуск пара в турбины. Кроме того, уменьшился интерес к добыче химикалий при применении 2-го цикла из-за того, что более высокие затраты, связанные с большей сложностью оборудования, сделали менее выгодным получение химикалий из эндогенных флюидов, и из-за уменьшения со временем содержания химикалий в этих флюидах.

Такое направление технологического прогресса и уменьшение интереса к извлечению химикалий вызвало преимущественное использование прямого цикла не только в установках, сбрасывающих в атмосферу пар, но и в конденсационных (3-й цикл). По сравнению со 2-м циклом 3-й цикл является менее сложной системой, требующей меньших производственных издержек и обеспечивающей более низкое удельное потребление (9,5—11,5 кг флюида на 1 кВт·ч сетевой мощности).

К концу 1960 г. в Италии действовали следующие геотермальные электростанции (табл. 1): пять конденсационных электростанций 3-го цикла с 14 турбогенераторами переменного тока общей установленной мощности 189,7 МВт; две конденсационные электростанции 2-го цикла с 8 турбогенераторами общей установленной мощностью 79 МВт; четыре электростанции 1-го цикла с 5 турбогенераторами общей установленной мощностью в 16,5 МВт. Общая мощность и средние производственные данные этих установок в 1960 г. приведены в табл. 3.

Что касается сети паропроводов, то на декабрь 1960 г. в бороносном регионе 164 скважины были подведены к электростанциям обычными стальными трубами диаметром 250—810 мм. Сеть трубопроводов длиной приблизительно 70 км протягивается на площади в 45 км² при густоте 1,55 км/км² (табл. 4). В Травале и Баньоре генераторные станции установлены вблизи продуктивных скважин, и длина паропровода составляет поэтому лишь несколько сотен метров (табл. 4).

Таблица 4

Сравнительные данные о длине паропроводов, добыче флюида, установленной мощности станций и разведанных площадях в 1960—1969 гг.

	Год	Число фонтанирующих скважин	(L) Длина сети паропроводов, м	(G) Дебит флюида, т/ч	(P) Установленная мощность, МВт	(A) Разведанная площадь, км ²	L/G, м/(т·ч)	L/P, м/МВт	L/A, м/км ²
Бороносный регион (Лардерелло и прилегающие территории)	1960	164	70 000	2670	274,7	45	26,2	254,8	1555
	1969	181	94 000	3070	361,6	170	30,6	259,9	553
Другие районы ¹ (Травале и Монте-Амиата)	1960	7	1 800	170	10,5	5	10,6	171,4	360
	1969	11	8 600	430	25,5	40	20,0	337,2	215
Всего	1960	171	71 800	2840	285,2	50	25,3	251,7	1436
	1969	192	102 600	3500	387,1	210	29,3	265,0	489

¹ Травале и Баньоре в 1960 г., Баньоре и Пьянкастанья в 1969 г.

Устойчивость материала трубопроводов к химической коррозии почти никогда не была особой проблемой, так как получаемый флюид обычно перегрет. Что касается компенсации теплового расширения трубопровода, то традиционные раздвижные стыки, употреблявшиеся прежде, постепенно вытеснялись эластичными системами «зигзаг» или скользящими стыками с прокладкой из графита или прессованного асбеста [8, 5]. Термоизоляция паропроводов достигалась обкладкой, состоявшей из смеси окиси магния, асбеста и стеклянной ваты, которые были защищены снаружи непроницаемой оболочкой из битума или синтетической смолы.

Производство геотермальной электроэнергии. В 1960 г. геотермальные электростанции Италии (установленной мощностью 285,2 МВт) произвели всего $2103,9 \cdot 10^6$ кВт·ч электроэнергии,

из которых $195,7 \cdot 10^6$ кВт·ч, т. е. 9,3% общего количества, шло на собственные нужды геотермальных станций и терялось при трансформации. Поэтому чистая сетевая производительность установок в 1960 г. составляла $1908,2 \cdot 10^6$ кВт·ч.

Валовое производство электроэнергии геотермальными электростанциями разных районов с разделением по типам установок было в 1960 г. следующим (в млн. кВт·ч).

Бороносный регион

Установки, работающие по 3-му циклу	1553,0
„ „ по 2-му циклу	479,6
„ „ по 1-му циклу	30,0

2062,6

Другие области

Травале (1-й цикл)	9,0
Баньоре (1-й цикл)	(в млн. кВт·ч) 32,3

41,3

Всего

2103,9

Детальная характеристика чистой (сетевой) производительности различных станций приведена в табл. 6.

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ В ОСВОЕНИИ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ В ИТАЛИИ

С 1960 г. и до настоящего времени направление освоения геотермальных ресурсов в Италии, осуществлявшееся до 1963 г. «Лардерелло-Компани» и проводимое на более широкой основе с 1964 г. Национальным агентством по электроэнергии (ЭНЭЛ), определяется следующими критериями:

а) сохранение на первоначальном уровне энергетического потенциала известных паровых полей путем компенсации уменьшения дебита длительно фонтанирующих скважин созданием новых скважин;

б) увеличение общей добычи пара постепенным распространением фронта эксплуатации в периферические части известных полей;

в) развитие в общенациональном масштабе исследований для обнаружения новых источников эндогенного пара;

г) все более широкое применение небольших простых турбогенераторов, работающих по 1-му циклу, для установки на устьях периферических скважин с целью немедленного использования новооткрытых ресурсов пара;

д) усиление технических исследований резервуара для определения наиболее подходящего рабочего давления;

е) улучшение основного и вспомогательного оборудования на электростанциях 2-го и 3-го циклов для снижения удельного потребления и увеличения мощности;

ж) постоянное улучшение сети паропроводов и их изоляции;

з) рассредоточение станций с установкой дистанционных теле- и радиосистем контроля с целью снижения текущих эксплуатационных расходов, а также тепловых потерь в длинных паропроводах и стоимости последних.

СИТУАЦИЯ В 1969 г.

Применение вышеуказанных критериев позволило в течение последних лет достигнуть значительного прогресса в итальянской геотермальной энергетике. Общее положение на 1969 г. кратко освещено ниже.

Исследования и разработки. В бороносном регионе освоение первичных источников энергии было достигнуто путем бурения новых скважин, расположенных между более высокопродуктивными участками, эксплуатировавшимися до 1960 г. Действительно, прежние исследования геологической, гидрогеологической и геотермальной обстановки в бассейне Лардерелло указывали на существование в зонах между более высокопродуктивными структурами условий, все еще благоприятных для дальнейшего бурения эксплуатационных скважин. Эти новые скважины были пробурены в местах, где, согласно оценкам, постоянное давление должно было быть не меньше 20 ата. Таким путем было увеличено количество извлекаемого пара без сколько-нибудь значительного снижения дебита соседних скважин, что смогло компенсировать естественное уменьшение расхода скважин, фонтанировавших долгое время. Наоборот, общая добыча флюида в бассейне Лардерелло возросла благодаря бурению эксплуатационных скважин в широкой периферической полосе бороносного региона.

Бурение в районах между первоначальными высокопродуктивными центрами и на периферии бассейна Лардерелло существенно увеличило размеры разбуренной площади — с 45 км² в декабре 1960 г. до 170 км² в декабре 1969 г. За этот период было пробурено 110 новых скважин, что довело их общее число в бороносном регионе до 467. Среднее число скважин на 1 км² площади в 1969 г. составило, таким образом, 2,74, тогда как в 1960 г. оно было равно 8.

Распространение буровых работ в периферические области повлекло за собой постоянное увеличение глубины скважин из-за погружения формаций резервуара. Действительно, средняя глубина 110 скважин, пробуренных после декабря 1960 г., составляет около 1000 м, что в два раза больше средней глубины

скважин, пройденных к 1960 г. В целом средняя глубина 467 скважин бороносного региона равна 612 м.

На *термальном поле Травале*, занимающем очень небольшую площадь, оказалось невозможным не только увеличить добычу флюида, но даже удержать ее на уровне 1960 г. Все более и более ухудшавшиеся характеристики поля сделали невозможным использование здесь эндогенного флюида для экономического производства электроэнергии.

В *районе Монте-Амиата*, глубокая разведка которого в 1960 г. только начиналась, исследования распространились на территорию площадью около 1000 км² и позволили выявить более благоприятные геологические структуры.

После 1960 г. была закончена разведка поля Баньоре, открыты и исследованы новые термальные поля Пьянкастаньяо и Поджо-Нибьо и бурением разведочных скважин были выявлены некоторые перспективы добычи эндогенных флюидов в других районах той же области.

Следует указать, что по площади отдельные продуктивные структуры, обнаруженные в районе Монте-Амиата, никогда не превышают 10 км², будучи много меньше продуктивных структур бороносного региона. Поэтому бурение концентрируется на маленьких изолированных участках, в сумме занимающих около 35—40 км². Общее число скважин (при средней глубине 780 м), пройденных в районе Монте-Амиата, выросло от 10 в 1960 г. до 60 к настоящему времени. Плотность бурения в продуктивной области — около 1,5 скважин на 1 км².

Что касается программы освоения геотермальных ресурсов в *новых регионах*, следует прежде всего напомнить, что вслед за национализацией производства электроэнергии в Италии бывшая «Лардерелло-Компани» была заменена в 1963 г. Национальным Агентством по электроэнергии (ЭНЭЛ). Если до того времени геотермальные исследования «Лардерелло-Компани» концентрировались главным образом в Тоскане (Центральная Италия), то ЭНЭЛ, предвидя, что эндогенные ресурсы могут при более широком освоении стать одним из главных источников энергии, выработало общую исследовательскую программу, охватывающую все районы Италии, перспективные в отношении геотермальных ресурсов. Систематически выполнять эту программу стало возможным только в 1967 г., и в настоящее время она осуществляется в сотрудничестве с Национальным Советом по исследованиям.

Уже закончены предварительные съемки в районах Радикофани (восточнее Монте-Амиата) и Роккамонфина (северная Кампанья), охватывающих вместе площадь около 1000 км².

Сейчас исследования и поверхностные съемки ведутся в районах Витербо — Монти-Чимини, Монти-Вольсини, Монти-

Сабатини, в окрестностях Неаполя и Монте-Вультури, совместная площадь которых составляет около 5000 км² (фиг. 1). Ко времени написания этой статьи в районе Витербо — Монти-Чимини разведочные работы на поверхности были полностью завершены, и уже имеются данные для решения вопроса, переходить ли к следующей, более дорогой стадии глубинных исследований.

Добыча флюида. Программа исследований и эксплуатации эндогенного флюида в *бороносном регионе* в течение рассматриваемого периода обеспечила компенсацию естественного снижения дебита длительно фонтанирующих скважин, а также увеличение общей добычи флюида. Действительно, добыча выросла от 3040 т/ч в 1960 г. до 3400 т/ч в 1969 г. и увеличилась в целом на 11,8% (табл. 2). Средний дебит на одну продуктивную скважину возрос с 17,1 т/ч в 1960 г. до 17,9 т/ч в 1969 г.

В течение этого периода из скважин Лардерелло продолжал извлекаться в общем перегретый пар (табл. 5) с низким содержанием газа (2—7% по весу), за исключением некоторых относительно удаленных от центра скважин, продуцировавших насыщенный пар или пар, содержащий свободный газ в количествах несколько выше среднего (10—12% по весу).

В *других областях* добыча флюида за рассматриваемый период также возросла. Общий расход флюида, поступающего из продуктивных скважин, вырос с 330 до 430 т/ч, тогда как количество флюида, используемого для производства электроэнергии, увеличилось от 170 до 430 т/ч (табл. 2). Это количество теперь относится только к району Монте-Амиата (Баньоре и Пьянкастанья), поскольку поле Травале с 1962 г. больше не дает флюида, который мог бы быть использован для экономически выгодного производства электроэнергии.

Флюид, добываемый в последние годы на геотермальном поле Монте-Амиата, обнаружил значительно менее благоприятные физические и термодинамические характеристики, чем флюид, извлекаемый в бороносном регионе (табл. 5). Вследствие этого для производства электроэнергии можно использовать только флюид, полученный в центральных частях продуктивных структур Баньоре и Пьянкастанья.

Если учесть производительность исследованных районов в целом, то суммарный расход флюида вырос с 3370 т/ч в 1960 г. до 3830 т/ч в 1969 г. Общий прирост составил 460 т/ч, или 13,6%. Такое увеличение за девятилетний период отвечает довольно малому среднегодовому приросту (1,5%). Следует заметить, что в течение первых пяти лет (1961—1965 гг.) прирост был значительно больше, тогда как в последние 3—4 года он практически был равен нулю.

Установленная мощность, потребление флюида
и производственные характеристики геотермальных электростанций Италии в 1969 г.

Электростанция	Общая установленная мощность, МВт	Флюид на входе				Чистая (сетевая) мощность, МВт	Удельное потребление флюида, кг/(кВт·ч)	Время работы, ч	Фактор нагрузки (ч/8760), %
		Давление, ата	Температура, °С	Содержание газа, вес, %	Расход, т/ч				
Лардерелло-2	69	4,30	198	7,5	435	48,4	10,78	8520	97,3
		2,65	190	7	69				
Лардерелло-3	120	4,25	210	7	885	86,5	10,23	8640	98,6
Габбро ¹	15	7,70	218	9,2	85	8,2	10,36	5800 ¹	66,2 ¹
Кастельнуово	50	5,20	197	13	205	29,9	12,60	8700	99,3
		1,70	175	4	130				
		1,20	130	3	42				
Серраццано	32	5,25	192	3,2	304	30,8	9,87	8660	98,8
Лаго-2	33,5	5,25	198	3,5	210	29,8	9,46	8650	98,7
		2,05	138	2,1	72				
Сассо-2	15,7	5,40	187	2,9	170	18,7	9,09	8700	99,3
Монтеротондо	12,3	4,50	172	2,2	140	12,4	11,29	8580	97,9
Всего по конденсационным станциям 3-го цикла	347,7	—	—	—	2765	264,7	10,44	—	—
Сан-Иполито	0,9	2,80	188	20	16	0,3	53,30	6840	78,1
Лагони-Росси-1	3,5	6,10	164	3,5	49	2,6	18,84	8700	99,3
Лагони-Росси-2 ²	3	3,60	180	3,5	29	1,1	26,36	5270 ²	60,1 ²
Сассо-1 ³	3,5	4,80	185	3	11	0,6	18,33	1840 ³	21,0 ³
Каприола ⁴	—	—	—	—	—	—	—	—	—

	Электростанция	Общая установленная мощность, МВт	Флюид на входе				Чистая (сетевая) мощность, МВт	Удельное потребление флюида, кг/(кВт·ч)	Время работы, ч	Фактор нагрузки (ч/8760), %
			Давление, ата	Температура, °С	Содержание газа, вес, %	Расход, т/ч				
Бороносный регион	Всего по станциям 1-го цикла	10,9	—	—	—	105	4,6	22,82	—	—
	Всего по станциям бороносного региона	358,6	—	—	—	2870	269,3	10,65	—	—
Другие районы	Баньоре-1	3,5	3,20	136	8	50	1,5	33,33	8700	99,3
	Баньоре-2	3,5	3,50	141	8	58	2,0	29,00	8710	99,4
	Сенна	3,5	7,90	166	19	78	3,7	21,08	8700	99,3
	Пьянкастанья ⁵	15	8,60	185	19	244	12,9	18,91	7820 ⁵	89,3 ⁵
	Всего по станциям района Монте-Амиата	25,5	—	—	—	430	20,1	21,39	—	—
	Итого	384,1	—	—	—	3300	289,4	11,40	—	—

¹ Пущена 13.3.1969 г.² Пущена 14.5.1969 г.³ Пущена 25.9.1969 г.⁴ Пробный пуск происходил в декабре 1969 г.⁵ Пущена 1.2.1969 г.

Это подтверждает постепенно накапливавшиеся результаты изучения геологических, геофизических, геохимических и термодинамических параметров исследованных районов и приводит к выводу, что эти районы теперь могут рассматриваться только как эксплуатационные участки.

Общая картина добычи флюида на 1960 и 1969 гг. и относительное изменение этой добычи отражены в табл. 2.

Электростанции и паропроводы. Модернизация и технологическое усовершенствование генерирующих установок внесли заметный вклад в увеличение производства геотермальной электроэнергии в Италии.

Прежде всего это был переход от использования установок, работающих по 2-му циклу, к использованию установок 3-го цикла и одновременно увеличение мощности на станциях Лардерелло-2 и Каstellнуово (табл. 1). В связи с реконструкцией этих двух станций была также осуществлена дифференциация давления на входе в турбины, для того чтобы обеспечить использование продуктивных скважин с максимальной энергоотдачей, сгруппировав их в соответствии с их дебитом и давлением на устье [4]. Установленная мощность двух станций выросла от 79 МВт в 1960 г. до 119 МВт к настоящему моменту. Соответствующая чистая сетевая мощность, подаваемая в высоковольтные линии электропередачи, увеличилась с 49,8 до 78,3 МВт, тогда как среднее удельное потребление флюида сократилось с 14,86 до 11,47 кг/(кВт·ч) чистой мощности (ср. табл. 3—5). На станции Лардерелло-3 главные турбины были модернизированы в 1964 и 1965 гг. В результате этой модификации (переделка и удлинение статоров и роторов турбин, увеличение мощности агрегата с 24 до 26 МВт, восстановление лопастей) суммарная установленная мощность станции возросла от 114 до 120 МВт и среднее удельное потребление снизилось с 11,68 до 10,23 кг/(кВт·ч). Но из-за снижения добычи флюида, питающего эту станцию, чистая сетевая мощность, подаваемая в высоковольтные линии, уменьшилась с 94,1 до 86,5 МВт (ср. табл. 3—5).

Для непосредственного использования новых ресурсов флюида, вскрытых периферийными или изолированными скважинами, которые не могли быть экономически выгодным образом подключены к станциям Лардерелло, в рассматриваемый период были смонтированы следующие установки:

одна установка мощностью 14,5 МВт на станции Лаго (3-й цикл);

одна установка мощностью 3,5 МВт на станции Сераццано (3-й цикл);

две установки мощностью по 3,5 МВт на станциях Лагони-Росси и Сенна (1-й цикл);

одна установка мощностью 0,9 МВт на станции Сан-Ипполито (1-й цикл);

одна установка мощностью 15 МВт на станции Габбро (3-й цикл);

одна установка мощностью 15 МВт на станции Пьянкастаньяо (1-й цикл).

Две последние установки, действующие с начала 1969 г., были спроектированы согласно модульной концепции. Они могли варьировать давление на входе, осуществлять выпуск в атмосферу и могли быть дополнены конденсатором и газосборником. Между тем эти модульные установки высоко эффективны, просты и надежны в управлении.

Итого на декабрь 1969 г. в составе генерирующих установок на геотермальных электростанциях Италии было 26 конденсационных установок (работающих по 3-му циклу) с общей установленной мощностью 347,7 МВт и 8 установок, работающих по 1-му циклу, с общей установленной мощностью 36,4 МВт.

Размещение и технические характеристики различных установок приведены в табл. 1 в сравнении с данными на 1960 г. Данные о потреблении флюида и работе геотермальных станций на 1969 г. показаны в табл. 5.

Что касается паропроводов, то от применения для компенсации теплового расширения гофрированных или скользящих стыков решительно отказались, и они были заменены эластичными системами типа «зигзаг» или «лира». Термонзоляция теперь достигается использованием материала на асбестовой основе и специального цемента с внешним покрытием из алюминия или хорошо оцинкованных тонких стальных пластин толщиной 0,8—1 мм.

Модернизация сети паропроводов (в отношении компенсации теплового расширения или термонзоляции и внешнего покрытия), помимо того, что она обеспечила увеличение технической эффективности, позволила достичь значительной экономии эксплуатационных расходов. Это тем более важно, если вспомнить, что расширение исследований привело к существенному увеличению длины паропроводов и вследствие этого — к большему значению общей длины рабочей сети по отношению к имеющимся ресурсам пара и установленной мощности (табл. 4).

В конце концов значительное увеличение площади исследований и политика децентрализации геотермальных станций по сравнению с 1960 г. привела, особенно в бороносном регионе, к резкому снижению средней плотности сети паропроводов на 1 км² площади (табл. 4).

Производство геотермальной электроэнергии. В 1969 г. валовая выработка электроэнергии геотермальными электростанциями Италии (384,1 МВт) составила в сумме 2764,8 млн.

Таблица 6

Чистая (сетевая) мощность геотермальных электростанций и ее изменения в процентах за период 1960—1969 гг.

Электростанция	1960				1969				Изменение производства электроэнергии за период 1960—1969 гг., %	
	цикл	общая установленная мощность, МВт	чистая (сетевая) мощность, МВт	производство электроэнергии, 10 ⁶ кВт·ч	цикл	общая установленная мощность, МВт	чистая (сетевая) мощность, МВт	производство электроэнергии, 10 ⁶ кВт·ч		
Бороносный регион	Лардерелло-2	2	44	32,4	284,6	3	69	48,4	423,6	+48,8
	Лардерелло-3	3	114	94,1	826,6	3	120	86,5	757,6	-8,4
	Габбро	—	—	—	—	3	15	8,2	71,8	—
	Кастельнуово	2	35	17,4	152,8	3	50	29,9	262,3	+61,0
	Серрацано	3	28,5	28,7	252,1	3	32	30,8	269,7	+6,9
	Лаго-2	3	19	6,7	58,9	3	33,5	29,8	261,5	+343,9
	Сассо-2	3	15,7	15,5	136,1	3	15,7	18,7	163,6	+20,2
	Монтеротондо	3	12,5	14,6	128,3	3	12,5	12,4	108,3	-15,5
	Сан-Ипполито	—	—	—	—	1	0,9	0,3	2,8	—
	Лаго-1	1	6	3,2	28,2	—	—	—	—	-100,0
	Лагони-Росси-1	—	—	—	—	1	3,5	2,6	23,1	—
	Лагони-Росси-2	—	—	—	—	1	3	1,1	9,9	—
	Сассо-1	—	—	—	—	1	3,5	0,6	5,3	—
	Каприола ¹	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Всего по электростанциям бороносного региона	—	274,7	212,6	1867,6	—	358,6	269,3	2359,5	+26,3	
Другие районы	Травале	1	3,5	1,0	8,5	—	—	—	—	—
	Баньоре-1	1	3,5	2,6	23,7	1	3,5	1,5	13,1	-44,7
	Баньоре-2	1	3,5	1,0	8,4	1	3,5	2,0	18,0	+114,2
	Сенна	—	—	—	—	1	3,5	3,7	32,0	—
	Пьянкастанья	—	—	—	—	1	15	12,9	112,7	—
	Всего по электростанциям других районов	—	10,5	4,6	40,6	—	25,5	20,1	175,8	+333,0
	Всего	—	285,2	217,2	1908,2	—	384,1	289,4	2535,3	+32,9

¹ В декабре 1969 г. на стадии пусковых испытаний.

кВт·ч, что на 31,4% выше, чем в 1960 г. Часть выработанной электроэнергии (8,3%) расходовалась на собственные нужды геотермальных электростанций и потери при трансформации; в результате чистая (сетевая) продукция итальянских геотермальных станций в 1969 г. составила 2535,3 млн. кВт·ч, т. е. на 32,9% больше таковой в 1960 г.

Распределение валового производства энергии геотермальными установками различных типов по районам в 1969 г. составило (в млн. кВт·ч):

Бороносный регион

Установки, работающие по 3-му циклу	2545,8
Установки, работающие по 1-му циклу	41,4
	<hr/>
	2587,2

Монте-Амиата

Баньоре (1-й цикл)	31,5
Сенна—Пьянкастаньяо (1-й цикл)	146,1
	<hr/>
	177,6
	<hr/>
Всего	2764,8

Чистая (сетевая) продукция различных электростанций в сравнении с данными на 1960 г. детально характеризуется табл. 6.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Прогресс в области геотермальной энергетики в Италии за период 1960—1969 гг. связан частично с открытием новых первичных источников энергии, а частично с технологическим усовершенствованием и увеличением действующей мощности преобразующих станций.

Постоянное расширение исследуемых и эксплуатируемых площадей в бороносном регионе и районе Монте-Амиата позволило не только компенсировать уменьшение расхода длительно фонтанирующих скважин, но и увеличить общую добычу флюида на 13,6% (3830 т/ч в 1969 г. против 3370 т/ч в 1960 г.) Более высокий прирост (19,7%) зарегистрирован в отношении общего дебита самоизлива, выросшего с 2840 т/ч в 1960 г. до 3400 т/ч в 1969 г. (табл. 2).

Заметно возросла установленная мощность геотермальных электростанций (на 34,7% по сравнению с 1960 г.), так что в декабре 1969 г. она составила 384,1 МВт (табл. 1). Суммарное валовое производство геотермальной электроэнергии выросло

с 2103,9 млн. кВт·ч в 1960 г. до 2764,8 млн. кВт·ч в 1969 г., что соответствует приросту на 31,4%.

Это увеличение обязано отчасти росту количества добываемого флюида, отчасти технологическому усовершенствованию основного и вспомогательного оборудования, а отчасти общей перестройке установок, работавших по 2-му циклу, в установки, работающие по 3-му циклу. В результате стало возможным существенно повысить общую эффективность оборудования и на 21,4% снизить среднее удельное потребление флюида с 14,51 до 11,40 кг на 1 кВт·ч чистой (сетевой) продукции (ср. табл. 3—5).

Что касается будущего, то следует иметь в виду две возможности: технологическое усовершенствование станций и увеличение добычи флюида (расширение первичных источников энергии).

Относительно первого нужно подчеркнуть, что дальнейшее увеличение современной мощности возможно при снижении удельного потребления. Ожидаемый нижний предел среднего удельного потребления при использовании средних по мощности (15—25 МВт) конденсационных установок — порядка 10—10,5 кг/(кВт·ч) [6, 7]; поэтому можно прогнозировать прирост выработки на 7,5—12% от производительности уже существующих станций.

Что касается второй возможности, напомним, что в последние годы общее увеличение добычи флюида в бороносном регионе и районе Монте-Амиата достигалось лишь с большим трудом из-за того, что предел потенциальной продуктивности структур, содержащих флюид, уже достигнут. Поэтому любое дальнейшее увеличение производства геотермальной энергии тесно связано с открытием новых первичных источников энергии.

С этой целью ЭНЭЛ в сотрудничестве с Национальным Советом по исследованиям уже начало осуществление широкой программы исследований во всех областях, где могут иметься геотермальные ресурсы.

Список литературы

1. *Burgassi R.*, Propection des champs géothermiques et recherches nécessaires à leur valorisation, exécutées dans les diverses régions d'Italie, U. N. Conf. New Sources Energy, Rome, G/65, 1961.
2. *Cataldi R., Stefani G., Tongiorgi M.*, Geology of Larderello region (Tuscany): contribution to the study of geothermal basins, Proc. of Meet. on Nuclear Geol. on Geothermal Areas, Spoleto, CNR, Laboratorio di Geol. Nucleare, Pisa, 1963.
3. *Cataldi R.*, Remarks on the Geothermal Research in the Region of Monte Amiata (Tuscany, Italy), Bull. Volcanol., 30, 1967.
4. *Contini R., Costantini E., Di Mario P., Sestini G.*, Sulla pressione piu conveniente per la produzione di energia elettrica dal vapore endogeno nella zona boracifera della Larderello S.P.A. La Termotecnica, 2, 1960.

5. *Di Mario P.*, Considérations sur le fonctionnement des centrales géothermo-électriques de Larderello et sur le transport du fluide endogène, U. N. Conf. New Sources Energy, Rome, G/68, 1961.
6. *Leardini T., Tongiorgi E.*, Prospettive di sviluppo per l'energia geotermica, Energia, L'Età del Petrolio, 10, 1967.
7. *Leardini T., Tongiorgi E.*, Utilization of geothermal energy in Italy: Recent Developments in Research, Production and Utilization of Natural Steam Res., 8th World Power Conf., Moscow, G4/172, 1968.
8. *Sestini G.*, Trasporto e depurazione del fluido endogeno, La Termotecnica, 6, 1960.

ПОЛУЧЕНИЕ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ
ИЗ ВОДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В ВЕНГРИИ

Т. Болдижар

ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ
О ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ

Геотермальная энергия представляет собой очень незначительную часть внутривоздушного тепла, которое может быть использовано в практических целях. Суммарное количество этого тепла составляет по меньшей мере 10^{33} кал и в 10 раз превышает тепловую энергию добываемых горючих ископаемых и ядерную энергию расщепляемых элементов. В действительности геотермальная энергия — по существу ядерная энергия огромного «реактора», находящегося в коре и мантии Земли. Ядерным топливом служат атомы K^{40} , Th^{232} и U^{238} , рассеянные главным образом в кислых кристаллических породах.

Глобальные пояса альпийского (третичного) орогенеза характеризуются повышенным тепловым потоком у земной поверхности [2]. Для архейских щитов показательны низкие значения приповерхностного теплового потока. На дне океанов, в которых срединные хребты относятся к поясам третичного орогенеза, а обширные котловины — к щитам, наблюдается такое же распределение тепловых потоков.

Развитие континентальной коры из первичной океанической началось около 3 млрд. лет назад и продолжается, вероятно, с прежней интенсивностью. Разрастание континентальной коры происходило в третичный период; в современную эпоху рост континентов осуществляется главным образом вокруг Тихого океана [3].

Орогенез, по-видимому, активизируется тепловыми процессами в верхней мантии, с которыми связаны частичное плавление, дифференциация и вертикальное перемещение кислых и основных фракций.

Кислая фракция обогащена источниками радиоактивного тепла и обуславливает усиление поверхностного теплового потока. Это явление наиболее характерно для областей третичного и современного горообразования. Дифференциация вызывает увеличение мощности земной коры и непрерывное воздымание ее континентальных блоков. В этом процессе легкая фракция повышенной мощности движется вверх благодаря плавучести. Изостатическое выравнивание происходит в своеобразной пластичной среде с недостаточно известными реологическими свой-

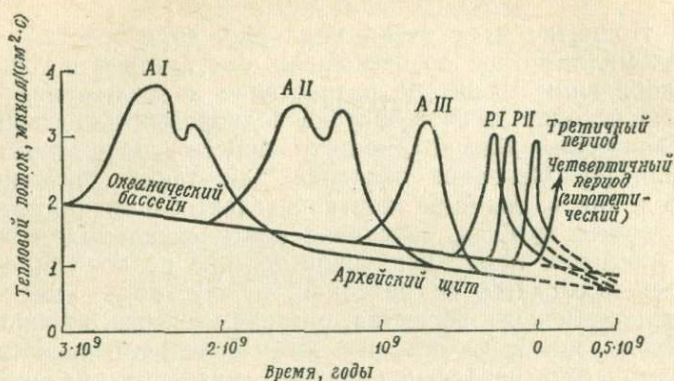
ствами. Поднятие идет очень медленно, со скоростью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в год.

В глобальном масштабе разрастание и воздымание континентов происходят за счет притока подкоровых пластичных пород океанических областей, но этот процесс играет второстепенную роль [4]. Основное значение для таких тектонических процессов, как воздымание континентальных и срединноокеанических горных хребтов, опускание континентальных и океанических массивов, имеет медленное течение подкоровой магмы. Поднятие вызывается ее подтоком, а опускание — медленным оттоком пластичного вещества, раздвигающимися, по-видимому, в слоях с низкими сейсмическими скоростями. Поднятие континента оттягивает подкоровой материал из соседней океанической области, в результате чего образуется геосинклинальное опускание. Чем интенсивнее горообразование, тем глубже бассейн накопления обломков разрушаемых горных пород. Часто отток магмы происходит под континентальной корой и под участками континентов, погруженными под уровень моря; это может пролить свет на происхождение системы рифтовых долин Азии и Африки. Постоянное поднятие континентов происходит благодаря соответствующему опусканию океанического дна, особенно в пределах котловин.

Вдоль орогенической области Тихоокеанского кольца хорошо прослеживается сейсмическая фокальная зона, уходящая на глубину до 700 км. Зона отделяет от погружающегося блока океанической коры континентальную кору, под которую также происходит медленный подток океанической магмы. Перед началом термоорогенического цикла тепловой поток у поверхности океанической коры слабый. Благодаря конвекции из мантии сюда привносится все большее количество постепенно накапливающегося тепла. После достижения максимума приповерхностный тепловой поток вновь ослабевает до уровня, соответствующего докембрийским этапам. В течение этого цикла мощность коры увеличивается, поднятие продолжается, поддерживаемое подтоком океанической магмы, и океаническое дно опускается (фиг. 1).

Большой интерес представляет тот факт, что вдоль глобальных поясов альпийского орогенеза существуют краевые участки суши и морские бассейны. Более того, современные сейсмические и вулканические пояса частично совпадают с областями альпийского орогенеза, частично же расположены с противоположной от морского бассейна стороны. Это приводит нас к заключению, что образование континентальной коры есть активный современный процесс, связанный с ростом континентов (фиг. 2).

Эти предположения могут удовлетворительно объяснить тектоническую и сейсмическую активность Тихоокеанского, Ин-



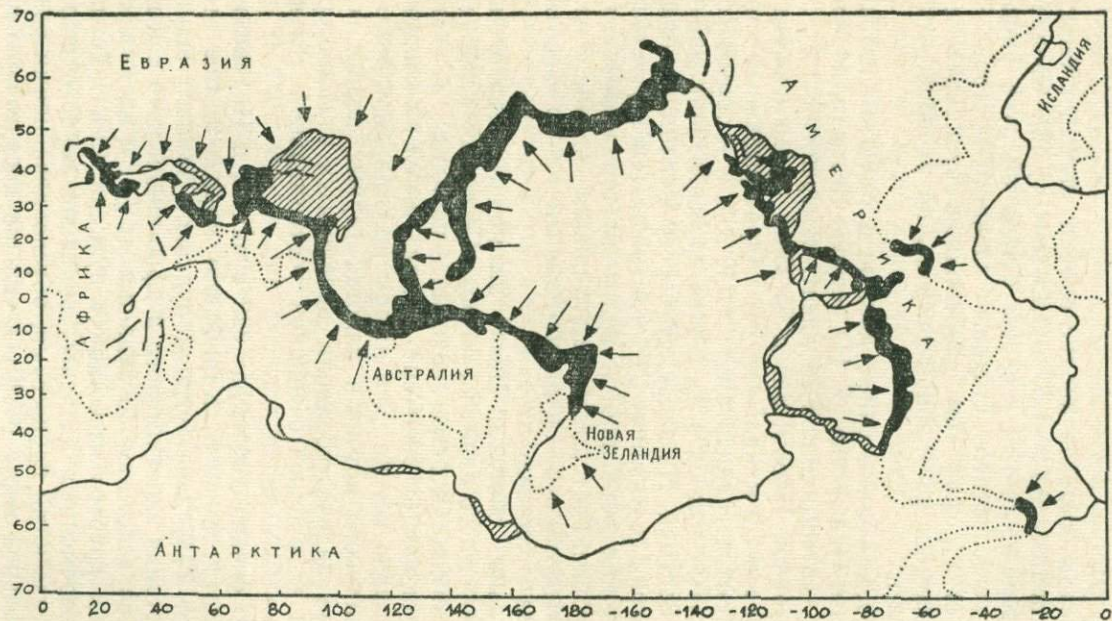
Фиг. 1. Тепловые потоки в геологических структурах архея, палеозоя, третичного и четвертичного периодов.

донецкого и Карибского поясов. Активность выражается в *воздымании континентов за счет опускания океанических бассейнов*. То же можно сказать об активности Афро-Азиатского пояса, в котором происходит *разрастание континентальной коры* вдоль Средиземного, Черного и Красного морей. Вулканическая деятельность в Средиземноморье обеспечивается преимущественно за счет магматических процессов в прилегающих континентальных блоках. Средиземноморская, Атлантическая и Тихоокеанская магматические провинции характеризуются различной степенью завершенности корообразующего процесса.

Общие тепловые запасы земных недр весьма велики и хорошо изолированы, поэтому лишь небольшая часть тепла выделяется через поверхность в космос. Тепло выделяется главным образом путем кондуктивной теплопроводности, и меньшую часть составляет тепло, сопровождающее вулканическую деятельность. Возможно, что генерация радиогенного тепла превышает его потери, и Земля сейчас разогревается. При низкой теплопроводности горных пород тепловая энергия накапливается в земных недрах, и тогда ее разгрузке способствуют вулканические каналы.

Вулканическая деятельность имеет большое значение для производства геотермальной электроэнергии, особенно в местах возможного получения природного пара. В областях, где нет вулканов, но отмечаются высокие значения регионального теплового потока, возможно получение термальных вод, которые в условиях умеренного и холодного климата целесообразно использовать для обогрева теплиц и отопления домов.

Вулканические области в целом характеризуются средними значениями теплового потока. Например, в Японии эти значения отмечены в пределах 2,0—2,5 мккал/(см²·с), но они относятся



Фиг. 2. Направления движения подкорковых пластических масс к орогеническим зонам (указаны стрелками).

1 — граница континентальной коры; 2 — линия эпицентров землетрясений вдоль океанических хребтов и рифтовых долин;
 3 — зона умеренной и сильной сейсмичности; 4 — зона очень сильной сейсмичности.

к участкам островов, прилегающим к Японскому морю, где вулканы отсутствуют. На Камчатке тепловой поток в вулканической зоне изменяется от 1,7 до 2,4 мккал/(см²·с) и в среднем равен 2,0 мккал/(см²·с) [7].

Вокруг Гавайских островов на дне океана значения теплового потока составляют 0,71—1,90 мккал/(см²·с) [8]. Среднее значение для северо-восточной стороны островной дуги равно 1,38, а для юго-восточной стороны главного острова — 1,60 мккал/(см²·с). Между тем современная вулканическая деятельность, известная на главном острове, не распространяется за его пределы.

По Исландии достаточно точные данные о тепловом потоке приведены в работе Палмасаона [6]. На острове Вестман, вблизи вулкана Сёртсей, геотермический градиент, измеренный в буровой скважине глубиной 1565 м, равен 65 °С/км, а вычисленный тепловой поток равен 2,9 мккал/(см²·с). Гидротермальные площади характеризуются градиентами до 240 °С/км, которым соответствуют тепловые потоки, в 3—4 раза превышающие значения для острова Вестман. На западном берегу Исландии значения теплового потока составляют 5,0—7,4 мккал/(см²·с). Столь повышенные значения объясняются наличием термальных вод на небольшой глубине. Геотермальная активность связана с тектоническими особенностями Срединно-Атлантического хребта, проходящего через Исландию.

В гидротермальных системах Новой Зеландии, расположенных вдоль вулканического пояса на острове Северный, тепловой поток достигает очень высоких значений — порядка 10⁻³ кал/(см²·с). Из них около 10⁻⁴ кал/(см²·с) приходится на кондуктивную составляющую потока. Эти цифры не отражают реальных значений теплового потока в пластах горных пород, потому что большое количество тепла привносится в гидротермальные системы из районов очевидной геотермальной активности [1].

Вокруг Тихого океана действуют 322 вулкана, в Индонезии их насчитывается 52, а вдоль Карибского моря — 9. Все это вместе составляет 79% действующих вулканов земного шара. Вдоль зон разрастания евразийского и афро-индийского континентальных блоков действуют 30 вулканов (6%), и вдоль срединноокеанических хребтов известно 44 вулкана (9%). Таким образом, 94% современных активных вулканов земного шара связано с магматическими процессами, обуславливающими развитие континентальной коры (85%) и еще не достаточно изученное развитие океанических блоковых зон (9%).

ВОДОНАПОРНЫЕ СИСТЕМЫ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Формирование природных водонапорных систем в пластах высоконагретых горных пород обуславливает возможность получения экономически выгодного для эксплуатации геотермального флюида в виде перегретого или насыщенного пара и горячей воды. Геотермальные области характеризуются повышенными тепловыми потоками, обусловленными как локальными скоплениями пара и термальной воды в земных недрах, так и равномерным прогревом горных пород на больших площадях. В первом случае в переносе избыточного глубинного тепла первенствующую роль играет конвекция, а во втором — теплопроводность.

Предпосылки формирования гидротермальных систем определяются совокупностью упомянутых факторов, а именно: 1) наличием пластов нагретых горных пород вблизи земной поверхности, свидетельствующих об относительно недавней вулканической деятельности; 2) наличием в этих пластах горизонтов трещинных и поровых вод, выступающих в качестве переносчика тепла.

Фумаролы, сольфатары и горячие источники представляют собой поверхностные проявления гидротермальных систем. В большинстве случаев вынос тепловой энергии в естественных условиях умеренный, но эти природные проявления очень важны в обнаружении систем. Их интенсивная эксплуатация обеспечивается с помощью бурения скважин на пар и термальную воду. К числу наиболее важных характеристик водоносных горизонтов относятся пористость и проницаемость слагающих их горных пород.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

В настоящее время эти системы выделяются: 1) в районах современной и четвертичной вулканической деятельности и постмагматических процессов; 2) в бассейнах пористых осадочных пород с повышенным геотермическим режимом.

Системы первого типа имеют большее значение, поскольку характеризуются высокой концентрацией энергии. Основные из них приурочены к глобальным континентальным и срединноокеаническим поясам альпийского орогенеза: Лардерелло и Монте-Амиата в Италии, Денизли-Айдин в Турции, системы островов Индонезии и Филиппин, островов Тайвань, Новая Гвинея, Новая Британия, Новые Гебриды и Фиджи, системы Уайракей и Уайотапу в Новой Зеландии, Паужетка на Камчатке, Гейзеры в Калифорнии, Сьерро-Прието и Идальго в Мексике, системы Сан-Сальвадора, Гватемалы, Чили и Исландии. Некоторые

гидротермальные системы в Африке приурочены к тектоническим структурам рифтовых долин. Названные системы подробно описаны в международной литературе, и их исследование и освоение идут с возрастающим успехом (фиг. 3).

Системы второго типа также размещаются вдоль альпийских орогенических поясов. Известностью пользуется небольшое их число, и лишь отдельные из них практически введены в эксплуатацию. Избыточное глубинное тепло, проявляющееся в его повышенном потоке, генерируется в подкоревой магме в условиях разрастания континентальной коры и воздымания континентов. Эти системы не связаны с вулканическими проявлениями и представляют собой тектонически опускающиеся бассейны, которые заполняются осадками за счет эрозии окружающих гор. Повышенный тепловой поток является причиной быстрого возрастания температуры с глубиной. В Венгерском бассейне геотермический градиент колеблется в пределах 50—70 °C/км, что обуславливает образование на глубине 2000 м и более вод с температурой, близкой к точке кипения при атмосферных условиях. Хорошая проницаемость песчаных толщ обеспечивает большие расходы воды, в результате чего количество получаемой из скважин энергии достаточно для практического использования.

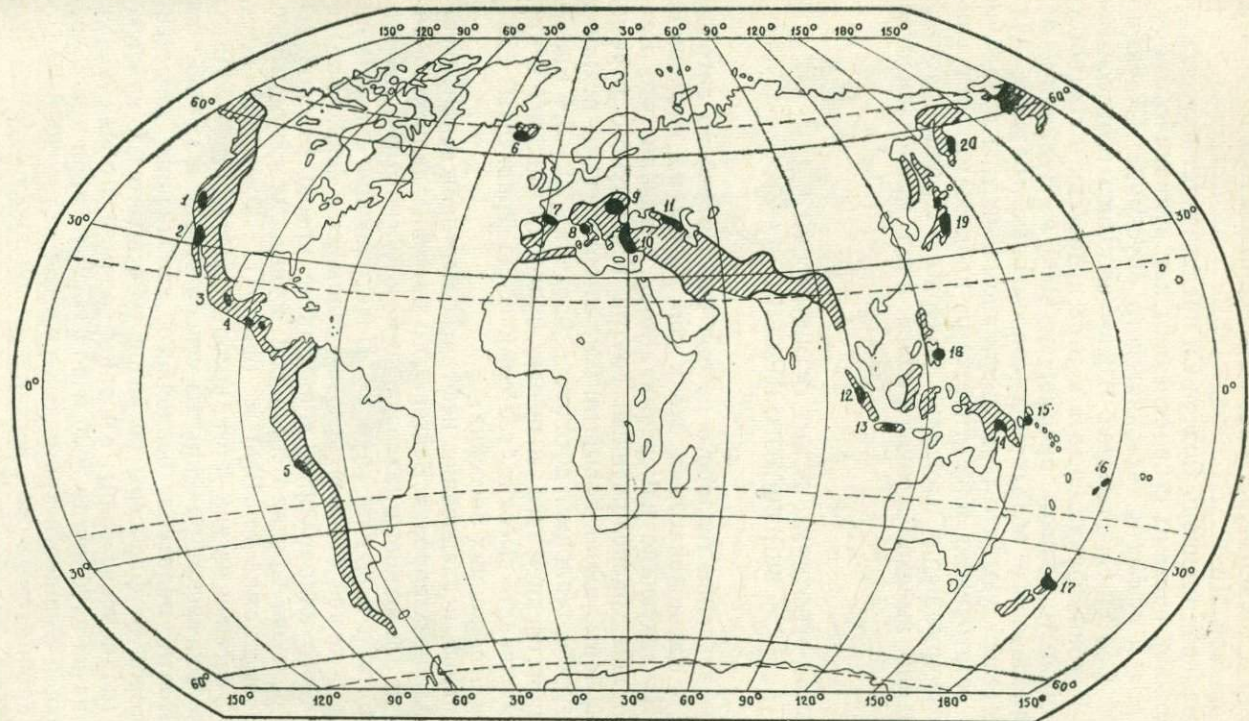
Детально характеризуемый ниже Венгерский бассейн является важнейшим примером невулканического геотермального района, в котором проведены наиболее интенсивные исследования и осуществляется эксплуатация термальных и перегретых вод. Другим примером района, освоение которого находится в стадии успешного развития, служит Предкавказье. Крупные месторождения термальных вод в районах Краснодара, Ставрополя и Махачкалы заключены в пористых осадочных породах. Геотермические градиенты в них колеблются в пределах 40—50 °C/км. Ряд месторождений введен в промышленную эксплуатацию.

У северного склона Пиренеев, в бассейне Арзак, геотермический градиент составляет около 60 °C/км. Здесь возможно, хотя практически не оценено, получение термальной воды на поле Лак.

В Парижском бассейне, характеризующемся нормальным тепловым потоком, вопросы добычи термальных вод для местных нужд обсуждаются в экономическом аспекте.

Обширный Западно-Сибирский седиментационный бассейн с умеренным тепловым режимом может обеспечить термальной водой теплофикационные нужды населенных пунктов. Климат здесь очень холодный, население редкое, и в будущем геотермальное отопление сыграет ведущую роль.

В Большом Артезианском Бассейне Квинсленда у Спринглей геотермические градиенты составляют около 50 °C/км. На



Фиг. 3. Области производства геотермальной энергии в системе третичных орогенических поясов (заштриховано).

1 — Калифорния; 2 — Серро-Прието; 3 — Мексика, Идальго; 4 — Сан-Сальвадор; 5 — Чили, Атакама; 6 — Исландия; 7 — Арзак-Лак; 8 — Лардерелло, Монте-Амиата; 9 — Венгерский бассейн; 10 — Айдин-Денизли; 11 — Кавказ; 12 — Суматра; 13 — Ява; 14 — Новая Гвинея; 15 — Новая Британия; 16 — Фиджи, Новые Гебриды; 17 — Уайракей, Уайотану; 18 — Филиппины; 19 — Япония; 20 — Камчатка.

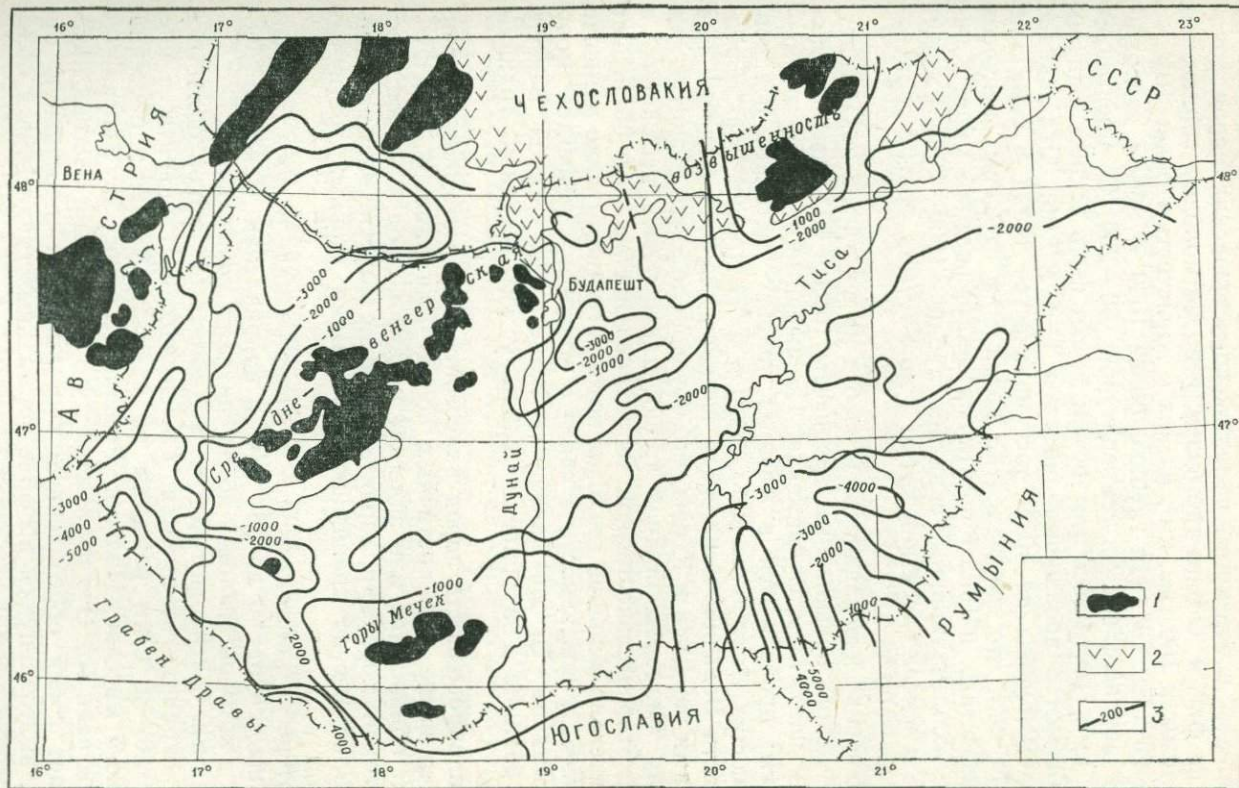
глубине 1740 м температура только что вскрытой горной породы оказалась равной 110 °С.

Геотермальная площадь Солтон-Си представляет интересный пример сложной системы с проявлением как вулканической активности, так и эффекта тектонического опускания. Структурный прогиб Солтон-Си шириной 120 км заполнен неогеновыми осадками. Глубина фундамента в центре депрессии и соответствующая мощность осадков превышают 6000 м. Вулканические купола плиоценового возраста и современные грязевые вулканы свидетельствуют, что термальная аномалия этой депрессии связана с остаточными магматическими процессами. Эта уникальная геотермальная площадь содержит горячие рассолы с чрезвычайно высокой концентрацией ряда микроэлементов.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕНГЕРСКОГО БАССЕЙНА

Высокое значение теплового потока было отмечено автором в 1954 г. в среднелейасовых слоях гор Мечек на юго-западе Венгрии. Последующие измерения автора показали, что Венгерский бассейн, расположенный внутри Карпатского отрезка альпийской зоны, имеет повышенный геотермический режим и характеризуется тепловым потоком в пределах 2,0—3,4 мккал/(см²·с) при среднем его значении около 2,4 мккал/(см²·с). Это обуславливает высокие геотермические градиенты (50—70 °С/км) в отложениях бассейна.

Интенсивные исследования нефтяных месторождений в третичных осадочных породах Венгерского бассейна дали сведения о положении поверхности палеозойско-мезозойского фундамента и о температуре пород на глубине. Подстилающие породы палеозоя и в большей степени мезозоя осложнены флексурой северо-восточного направления, приподнятое крыло которой выражено в рельефе Средне-Венгерской возвышенностью с абсолютными отметками до 1000 м (фиг. 4). Флексура делит Венгерский бассейн на две части, которым соответствуют Малая и Большая Венгерские равнины на северо-западе и юго-востоке страны. Почти половина осадочного заполнения депрессий с обеих сторон от флексуры по возрасту относится к нижнему плиоцену (паннонские слои). Кровля фундамента обеих депрессий опущена на глубину до 5000 м под уровнем моря при сохранении средней мощности третичных осадков около 2000 м. Пористые и проницаемые слои песчаников содержат огромное количество воды. Залежи нефти и газа промышленного значения обнаружены почти в 50 пунктах.



Фиг. 4. Изобаты поверхности фундамента третичных осадочных пород Венгерского бассейна.
 1 — кристаллические породы; 2 — неогеновые вулканические породы; 3 — глубина от уровня моря в метрах.

Изобаты поверхности палеозойско-мезозойских пород показаны на фиг. 4. Объем третичных и более молодых горных пород близок к 160 тыс. км³, из них с пористостью более 10% — около 20 тыс. км³. На глубине более 1000 м объем содержащихся поровых вод с температурой 60—200 °С превышает 4 тыс. км³. Почти весь этот объем может быть вскрыт многими скважинами с производительностью 1—4 м³/мин. Охлаждение получаемой воды до 40 °С даст количество тепла в сумме до $2,3 \cdot 10^{19}$ кал, что эквивалентно почти 50% тепловых ресурсов всех известных в 1963 г. нефтяных месторождений мира. Каждая из эксплуатационных скважин глубиной 1000—2000 м может давать в течение десятков лет от 1 до 3 м³/мин воды с температурой 60—100 °С.

Сравнение изогradientов и изобат на фиг. 4 и 8 показывает, что в целом повышенные gradientы (более 70 °С/км) приурочены к поднятиям фундамента. Пониженные gradientы (45—50 °С/км) проявляются в мощных толщах третичных осадков, залегающих на глубине 3000—5000 м ниже уровня моря. Средняя часть Большой Венгерской впадины глубоко опущена под долинами рек Тиса и Кёрёш, что обусловило здесь развитие над верхним миоценом мощной толщи плиоценовых песчаников и глин с относительно низкой теплопроводностью. Это объясняет сравнительно меньший тепловой поток и соответственно меньшие gradientы у поверхности в связи с покровным эффектом мощных осадков. То же явление отмечается на Малой Венгерской равнине и в грабене Дравы у юго-западной границы страны.

Теплопроводность пород палеозойского и мезозойского фундамента выше, чем третичных пород. Для районов, где фундамент обнажается или залегает неглубоко под маломощными осадочными породами, характерны более высокие значения теплового потока по сравнению с районами мощных третичных осадков.

Интересно наблюдать, что на северо-западе страны gradient уменьшается от 40 до 25 °С/км в направлении Венского бассейна, в котором тепловой поток считается нормальным.

Данных о тепловом потоке в Карпатской горной области и на ее окраинах не имеется. Геотермические gradientы в пределах 20—30 °С/км известны по районам Венского бассейна, Чешского массива, Польши, Румынии и к югу от Венгрии до долины реки По. Это показывает, что Венгерский бассейн представляет собой обособленную геотермически аномальную область, выделяющуюся на фоне нормальных gradientов в областях центральной и восточной Европы.

ГОРИЗОНТЫ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД
ВЕНГЕРСКОГО БАССЕЙНА

В бассейне практическое значение имеют четыре водоносных горизонта, наиболее глубокий из которых приурочен к раздробленным палеозойским известнякам и монолитным мезозойским известнякам и доломитам. В ряде мест известняки характеризуются карстовыми процессами. Система карстовых взаимосвязанных каналов содержит огромные запасы застойных вод, нагретых благодаря большой глубине залегания. Местами и доломиты обладают высокой пористостью и проницаемостью, что обеспечивает накопление в них промысловых объемов термальных вод. Обнаружение в породах фундамента участков высокой пористости и проницаемости и зон дробления, с которыми связано развитие карстовых полостей, представляется трудной задачей. Поэтому разведка этих водоносных горизонтов более рискованна по сравнению с верхними горизонтами и стоимость бурения выше. Однако полученные в нескольких местах высокие температуры и очень большие дебиты скважин оправдывают риск. Изысканиям способствует изучение тектонических зон, возникших в результате опускания бассейна. В тектонически активных зонах обычно интенсивно развиты карстовые процессы.

Другой горизонт термальных вод приурочен к конгломератам, непосредственно залегающим на породах фундамента. Местами эти горизонты гидравлически связаны. Пористость и проницаемость базальных конгломератов чаще всего хорошие, но распространение пород не известно, за исключением площадей разведки на нефть и термальные воды.

Известняки сарматского яруса миоцена (толща Лайта) образуют следующий сверху водоносный горизонт. При залегании на глубине свыше 1000 м термальные воды этого горизонта представляют интерес для эксплуатации.

Наиболее распространенный и наиболее мощный водоносный горизонт приурочен к паннонской толще нижнеплиоценового возраста. Упомянутое название эта толща имеет в части Венгерского бассейна, прилегающей к Карпатам. Верхний паннон представлен весьма пористыми и хорошо проницаемыми песками и песчаниками. В этих слоях содержится больше 50% геотермальной энергии Венгерского бассейна. Паннонская толща залегает в недрах бассейна почти на половине территории Венгрии, а также в ряде районов Словакии, Румынии и Югославии. Плиоценовые отложения имеют максимальную мощность более 3000 м в районе стыка границ Венгрии, Румынии и Югославии. Верхний плиоцен и плейстоцен также содержат мощные водоносные горизонты, но, поскольку они залегают близко от

поверхности, температура их вод невысокая. В настоящее время более 95% буровых работ направлено на вскрытие верхнепаннонской так называемой геотермальной толщи, и лишь 5% дает информацию о трех нижележащих водоносных горизонтах.

Мощность верхнепаннонской геотермальной толщи — несколько сотен метров. Она представлена чередованием слоев глинистых сланцев, слабопроницаемых мергелистых сланцев и проницаемых песков и песчаников. Последние имеют мощность 2—140 м и залегают также в виде выклинивающихся или переходящих одна в другую линз. Большинство их гидравлически взаимосвязано не только в горизонтальном, но в меньшей степени и в вертикальном направлениях. Худшая вертикальная проницаемость характерна вообще для всех пористых третичных нефтегазоносных толщ. Отдельные долго функционирующие скважины дренируют воду с площади в несколько сотен, а иногда и тысяч квадратных километров. Одна скважина за 30 лет эксплуатации дала 70 млн. м³ термальной воды.

Эффективная проницаемость геотермальных пластов достигает 1000 мдарси и редко снижается до 400 мдарси. Длина фильтров в скважинах составляет 30—50 м. Обычная скважина глубиной 2000 м дает при свободном изливе 1,2—2,0 м³/мин воды с температурой 85—99 °С через обсадную трубу диаметром 16,8 см. Давление на устье скважины в основном составляет 3—5 кг/см².

РЕЖИМ И ПРОИЗВОДИТЕЛЬНОСТЬ ГОРИЗОНТА ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Пористые горные породы, содержащие термальную воду, испытывают нагрузку перекрывающих слоев. Горное давление отличается от давления порового флюида. Если давление порового флюида соответствует гидростатическому давлению, т. е. весу водяного столба при атмосферных условиях ($\gamma=1$) лишь до глубины 2500—3500 м, то горное давление соответствует литостатической нагрузке ($\gamma>1$) на любой глубине. Скелет пористой песчаной породы в состоянии поддержать вес перекрывающих сланцев, однако при упругой деформации некоторая часть этого веса передается на поровый флюид. Кроме того, давление флюида в порах независимо от этой нагрузки находится под влиянием других физико-химических условий. По мнению многих гидрогеологов, как только давление флюида приближается к гидростатическому, глубокие водоносные горизонты вступают в гидравлическую связь с водами всех вышележащих горизонтов, и расход глубинной термальной воды определяется инфильтрационным питанием с коротким циклом пробега вод — в течение нескольких недель или месяцев. Однако указанная связь не может установиться в такой короткий пе-

риод. Полное давление истощающегося водоносного горизонта восстанавливается со стороны земной поверхности за многие тысячи и миллионы лет, поэтому это восстановление весьма незначительно с практической точки зрения.

Принципы разработки нефтеносных пластов могут быть успешно использованы для предсказания режима водоносных горизонтов, как это было сделано на примерах более чем 30 скважин. Нами предлагается решение проблемы добычи термальных вод для теплофикационных установок с помощью теории течения флюида в пористой среде, особенно для случая однофазного жидкого потока. Скважина начинает получать воду, когда давление в точке входа ниже давления в водоносном горизонте. При этом упругая масса подземной воды расширяется, и термальная вода изливается через устье скважины. Количество получаемой воды равно

$$\Delta V = c_v \cdot \Delta p \cdot V \text{ м}^3,$$

где c_v — коэффициент расширения воды, $\text{см}^2/\text{кг}$; Δp — разность давления в точке входа; V — объем водной массы в порах водоносного горизонта.

Для воды с плотностью ρ

$$c_v = \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dp} = 4,5 \cdot 10^{-5} \text{ см}^2/\text{кг}.$$

Со временем снижение давления флюида вокруг скважины распространяется по водоносному горизонту и влияет на условия залегания пористых пород. Уже при малых разностях давления пористая порода ведет себя как упругое тело, и ее расширение сокращает объем пор. Из нефтепромысловой практики мы можем использовать значение эффективной сжимаемости пласта

$$c_f = \frac{1}{\phi} \frac{d\phi}{dp},$$

где ϕ — пористость.

Во многих случаях для Венгерского бассейна мы применяли следующее значение:

$$c_f = 6,0 \cdot 10^{-5} \text{ см}^2/\text{кг}$$

и

$$\Delta V = c_f \cdot \Delta p \cdot V \text{ м}^3.$$

Суммарное количество воды, получаемой при упругом расширении ее и породы в пласте, составляет

$$\Delta V = [c_v \phi + c_f (1 - \phi)] \cdot V \text{ м}^3/(\text{кг} \cdot \text{см}^2).$$

Эта формула показывает, что при упругом расширении пластов горные породы со средней пористостью около 20%, которые залегают в бассейне глубже 1000 м в объеме, несколько

превышающем 4000 м^3 , способны дать $2,28 \text{ км}^3$ термальной воды на 1 кг/см^2 снижения давления. Среднее давление на устье скважин составляет 3 кг/см^2 , поэтому имеется возможность получить при сохранении самоизлива скважин $3 \cdot 2,28 = 6,84 \text{ км}^3$ термальной воды. При откачке разность давления на устье и забое скважины может сохранять свое первоначальное значение, хотя давление на забое со временем медленно снижается. Снижая это давление на 10 кг/см^2 , можно получить еще $22,8 \text{ км}^3$ термальной воды.

В этом расчете было принято во внимание горизонтальное и вертикальное течение вод в породах на глубине более 1000 м , как это наблюдается в каждом седиментационном бассейне; вертикальная миграция, несомненно, меньше горизонтальной. Практически непроницаемая глина также способна отдавать свою воду в песчаные слои. Площадь их контактов очень велика, и даже при небольшом градиенте давления и малой проницаемости суммарный переток воды значителен.

Упругий режим комплекса пористых осадочных пород достаточно изучен, и совершенно ясно, что их упругая деформация во время снижения давления флюида обуславливает сокращение объема пор и, следовательно, восстановление первоначального давления флюида. Это обеспечивает лучшее извлечение термальной воды из горизонтов осадочных пород при одном и том же падении давления на забое скважины. Нагнетание использованной в геотермальных установках воды может частично или полностью предотвратить снижение давления в водоносном пласте и увеличить извлекаемое количество термальной воды. Упругие запасы и возможности нагнетания вод могут быть учтены после получения необходимых параметров и их практической оценки.

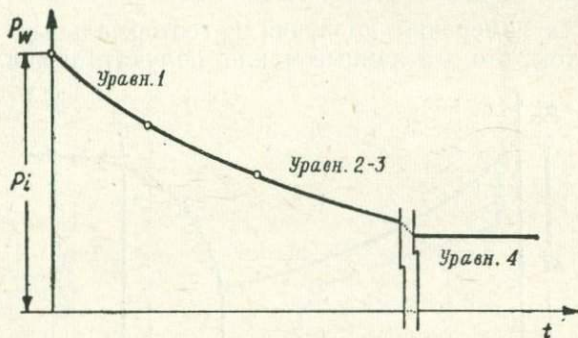
КАПТАЖ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Принципы разработки нефтяного пласта с однофазным жидким потоком могут быть применены с некоторой модификацией к горизонту термальной воды. Газовый фактор на устье скважин в большинстве случаев ниже $1,0$, что позволяет не учитывать эффект расширения газов (в основном CH_4 и CO_2). Объем продуктивных горизонтов и дебит геотермальных скважин во много раз превышают эти параметры для нефтяных пластов и скважин. Вязкость воды по сравнению с нефтью очень мала. Геотермальная скважина оборудуется фильтрами в $3-6$ интервалах, и ее испытания отличаются в деталях от испытаний нефтяной скважины.

Для измерения давления на забое скважины используются манометры с часовым механизмом. Манометр опускается на кабеле и регистрирует снижение или повышение давления, что

отражает соответственно депрессию или восстановление пьезометрического уровня.

Для оценки кривой депрессии (фиг. 5) пьезометрического уровня вскрытого скважиной водоносного горизонта применяются нижеследующие уравнения, в которых q есть постоянная



Фиг. 5. Кривая депрессии пьезометрического уровня.

производительность скважины, r_w — радиус скважины и r — радиус влияния:

$$p(r, t) = p_i - \frac{q\mu}{4\pi kh} \left(\ln \frac{kt}{\phi \mu cr^2} + 0,80907 \right), \quad (1)$$

$$p(r, t) = p_i - \frac{q\mu}{2\pi kh} \left(\frac{2kt}{\phi \mu cr^2} + \ln \frac{r}{r_w} - \frac{3}{4} \right), \quad (2)$$

$$\frac{dp}{dt} = \frac{q}{\phi ch\pi r^2}, \quad (3)$$

$$p = p_i - \frac{q\mu}{2\pi kh} \ln \frac{r}{r_w}. \quad (4)$$

По данным кривой изменения давления, изображенной на диаграмме, а также по известным значениям вязкости воды μ , пористости пород ϕ и мощности пласта h могут быть рассчитаны коэффициент фильтрации k и коэффициент расширения воды и горной породы $c = c_v + c_j$.

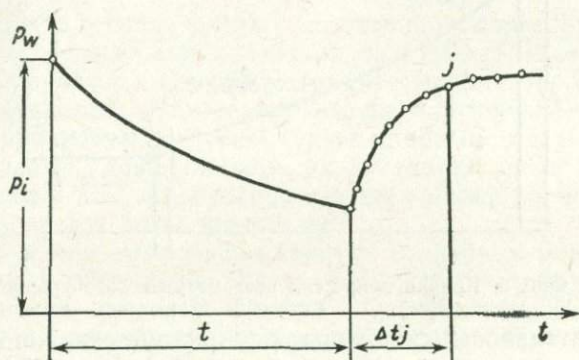
Восстановление пьезометрического уровня испытывается после открытия устья скважины (фиг. 6) и рассчитывается по следующему уравнению:

$$p_w = p_i - \frac{q\mu}{4\pi kh} \ln \frac{t + \Delta t}{\Delta t},$$

где t — время периода депрессии, Δt — время после начала самоизлива открытой скважины. Графическим методом можно также рассчитать конечное восстановление уровня.

Когда водоносный горизонт эксплуатируется несколькими скважинами, их производительность может быть определена с учетом взаимодействия. В этом случае исследуется кривая депрессии в одной скважине, тогда как другая ставится на режим излива. Детально эта методика изложена в нефтепромысловой литературе.

Ценность измерений давления в геотермальных скважинах состоит в том, что эти данные можно получать и анализировать



Фиг. 6. Кривая восстановления пьезометрического уровня.

по мере вскрытия и испытания каждого горизонта перед его обсадкой и цементированием. Этот метод позволяет надежно определить производительность опробуемых пластов и оборудовать скважину фильтрами вместо ее торпедирования. Но до сих пор этот метод в Венгрии еще не внедрен в практику геотермальных изысканий.

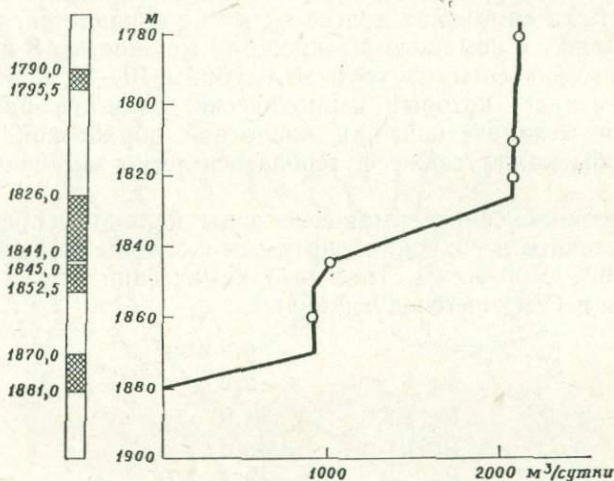
МЕТОДЫ ЭКСПЛУАТАЦИИ

Стандартная технология вскрытия верхнепаннонского водоносного горизонта состоит в бурении скважины глубиной 1800—2000 м роторным способом. Согласно местным условиям, первые 50—60 м стратиграфического разреза обычно бурятся долотом диаметром 49,5 см и крепятся трубой диаметром 34,9 см. После цементации продолжается бурение долотом диаметром 31,1 см до глубины около 800 м. После обсадки трубами 24,4 см и цементации применяется бур диаметром 21,5 см до глубины 2000 м. Бурение ведется с применением глинистого раствора на бентонитовой основе с удельным весом в пределах 1,3—1,6.

По окончании бурения скважины диаметром 21,5 см проводятся электрокаротаж, резистивиметрия и измерение стандартного потенциала (СП) для определения положения пористых и проницаемых пластов. При необходимости проводятся гамма-

и нейтронный каротаж. Температура пород в естественном залегании определяется путем измерений на забое скважины, но более реальные температуры определяются после притока в скважину глубинных термальных вод.

Следующая стадия состоит в оборудовании скважины до самого забоя водоподъемной колонной труб диаметром 16,82 см.



Фиг. 7. Перфорированные интервалы обсадных труб и расход термальной воды из типичной скважины глубиной 1900 м.

После цементации следует торпедирование скважины в интервалах глубин, определяемых в соответствии с интерпретацией данных каротажа. Обычно делается от 12 до 24 отверстий на 1 погонный метр. Сначала вскрывается первый ближайший к забою хорошо проницаемый пласт. После перфорации двух-трех интервалов скважина испытывается на производительность. Если последняя меньше 1200—1500 л/мин, торпедированием вскрываются вышележащие пласты, и испытание повторяется. Обычно перфорируется 3—5 интервалов общей длиной 30—100 м при мощности водоносного горизонта 100—200 м (фиг. 7).

Температура горных пород самого верхнего из вскрываемых пластов ниже, чем самого глубокого. Это чувствительно отражается на степени нагрева термальных вод и вместе с тем позволяет доводить перфорацию интервалов охлажденных пластов до определенной длины с целью получения оптимального дебита.

Устья скважин оборудуются арматурой, рассчитанной на дебит 1—3 м³/мин. Термальная вода проходит через газоотделитель и накапливается в защищенной от дождя емкости,

в которой из воды продолжает выделяться CO_2 и образуется хлопьевидный осадок CaCO_3 . Благодаря этому в системах отопления твердого осадка не наблюдается. Не составляет проблемы и коррозия, так как вода не содержит окислов. Получение воды регулируется с помощью четырех 15-сантиметровых задвижек. При самоизливе воды проходит некоторое время, когда температура водяного столба уравнивается с таковой разреза скважины в целом. Если самоизлив долгое время не начинается, то применяется эрлифт с помощью компрессора мощностью 8 кг/см^2 . На стенках водоподъемных труб до глубины 10—30 м отлагается твердый осадок, который периодически, один-два раза в год снимается механической или кислотной обработкой. Верхняя часть трубы может также футероваться легко заменяемым пластиком.

Верхнепаннонские термальные воды являются преимущественно щелочными гидрокарбонатными с минерализацией в пределах $1800\text{—}2500 \text{ млн}^{-1}$. Типичный химический состав воды из скважины в Сентеше следующий:

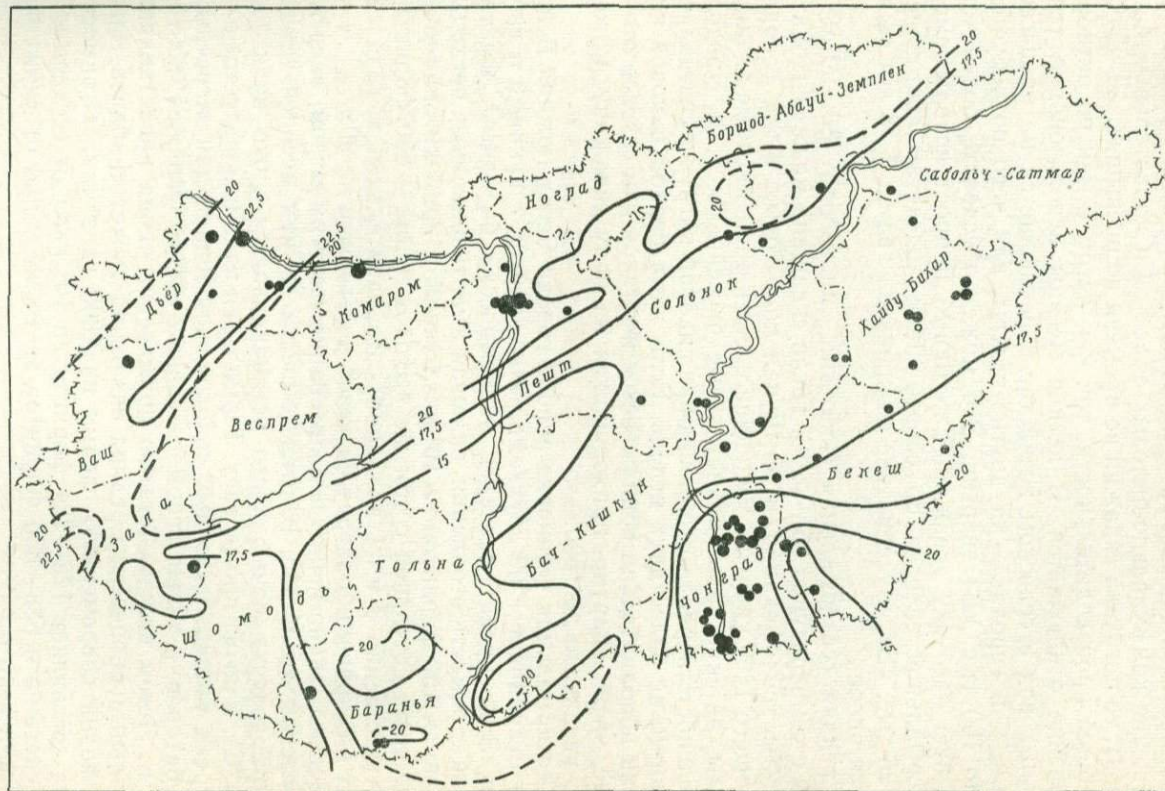
Ca^{2+}	6,5 млн ⁻¹
Mg^{2+}	2,2
Na^+, K^+	594,8
HCO_3^-	1575,0
Cl^-	23,4
SO_4^{2-}	23,0
Другие ионы	2,0
<hr/>	
	2226,9 млн ⁻¹

Газовый фактор колеблется в пределах $0,2\text{—}1,2$ при атмосферном давлении; в воде преимущественно содержатся CH_4 и CO_2 . В большинстве случаев газ является горючим и после отделения может использоваться попутно с энергией термальных вод.

ЭКОНОМИЧЕСКИЕ СООБРАЖЕНИЯ

В настоящее время в Венгрии имеется 80 геотермальных скважин (фиг. 8) с суммарным дебитом $6800 \text{ м}^3/\text{ч}$ и выносом тепловой энергии $390 \cdot 10^6 \text{ ккал/ч}$. Средняя производительность одной скважины составляет около $80\text{—}90 \text{ м}^3/\text{ч}$, средний вынос тепла — около $4,4\text{—}5,0 \cdot 10^6 \text{ ккал/ч}$. Эта энергия вычислена из расчета снижения различной температуры воды до 20°C , принятой за минимальную при сбросе.

Электроэнергетическая мощность 80 скважин составляет около 440 тыс. кВт, которые соответствуют пиковой, т. е. максимальной нагрузке скважин. Если принять во внимание



Фиг. 8. Расположение геотермальных скважин в Венгрии и изолинии геотермической ступени в м/°С.

теплофикационное использование термальных вод (отопление домов, промышленных и сельскохозяйственных объектов, а также снабжение коммунально-бытовых объектов и плавательных бассейнов), то нагрузка скважин во времени не превышает 30—35% их общей производительности, так как летом с мая по октябрь отопление отключается. В летние месяцы использование термальных вод в сельском хозяйстве переключается на процессы сушки, а в городах — на другие нужды, для чего потребуются около 150 тыс. кВт энергии. Это может обеспечить более чем 33%-ную нагрузку скважин. Ежегодный прирост используемой геотермальной энергии по современным подсчетам составляет 15—25 тыс. кВт, и увеличение ее производства за 6—8 лет ожидается вдвое.

Средняя геотермальная скважина производит 80—90 м³/ч воды с температурой 85—95 °С. Такая скважина может снабдить объекты теплофикации и коммунально-бытовых нужд города, имеющего 1200 квартир, муниципальные и общественные здания, школы, детские сады, плавательные бассейны и т. д. Продолжительность периода отопления при пиковой нагрузке составляет по норме не более двух недель. Если же в период пиковой нагрузки дополнительно подключается нефтяное или газовое отопление, число квартир, приходящихся на одну скважину, может быть увеличено до 1800.

Геотермальная установка района города Сегед (южная Венгрия) отапливает 1200 двухкомнатных квартир с кухнями и ваннами. Этот проект оказался экономически выгодным. Фактическая стоимость отопления, включая амортизационные расходы, составила 150 форинтов за 10⁶ ккал тепла, а при сжигании угля в районной котельной с тем же выходом тепла — 550 форинтов (соответственно 3 и 11 долларов). Дополнительная выгода состоит в сокращении затрат питьевой воды почти на 90%.

Весьма экономично использование геотермальной энергии в сельском хозяйстве. В течение шести зимних месяцев температура воздуха ночью часто устанавливается ниже нуля (до —20 °С), и почва промерзает. Термальная вода используется для обогрева теплиц, молочных заводов, помещений для животных, инкубаторов, а также вспомогательных служб: гаражей, контор и т. п. Летом важную статью применения тепла представляют сушильные процессы. Средняя скважина может снабдить горячей водой современную ферму на 2800 га земли. Стоимость тепла составляет 178—224 форинта за 10⁶ ккал от геотермальной системы и 538—555 форинтов за то же тепло от сжигания угля или нефти.

К концу 1969 г. площадь геотермальных теплиц в стране составляла около 400 тыс. м², и через год она должна была быть удвоена. Геотермальное отопление для объектов животноводства

также увеличивается — с 1965 г. сооружено 25 скважин с тепловой производительностью около $6-8 \cdot 10^6$ ккал/ч каждая для кооперативных сельских хозяйств. Для них ежегодно строится 8—10 геотермальных скважин.

Геотермальное отопление муниципальных зданий, больниц, промышленных предприятий и плавательных бассейнов в городах также развивается, но приоритет остается за сельским хозяйством, поскольку геотермальная энергия здесь позволяет увеличить объем и разнообразие продукции. Геотермальное отопление малых городов и сельских поселков планируется и в дальнейшем. Следует отметить, что в 1966 г. геотермальная скважина в Тапе вблизи Сегеда привела к открытию наиболее крупного нефтяного и газового месторождения Венгрии. Скважина после перфорации ее крепления дала самоизливом 860 м^3 нефти в сутки по трубе диаметром 16,8 см. После такого успешного начала на этом месторождении пробурено 300 продуктивных скважин. Это открытие подняло ежегодную добычу нефти в Венгрии до 1,1 млн. м^3 и увеличило вдвое газовые ресурсы страны.

Список литературы

1. *Benseam R. F., Fisher R. G., Dickinson D. J.*, Survey of surface heat output at Waiotapu, New Zealand, N. Z. Dept. Sci. Indus. Res., Bull., 155, 50, 1963.
2. *Boldizsár T.*, Geothermal data from the Vienna basin, J. Geophys. Res., 73, 613, 1968.
3. *Boldizsár T.*, Terrestrial heat flow and Alpine orogenesis, Bull. Volcan., 38, 293, 1969a.
4. *Boldizsár T.*, Oceanic subcrustal flow etc., Pageoph., 72, 117, 1969b.
5. *Boldizsár T.*, Terrestrial Heat and Volcanism, Pageoph., 80, 260, 1970.
6. *Palmason G.*, On heat flow in Islands in relation to the Mid-Atlantic ridge, Iceland and Mid-Ocean ridges, "RIT", 38, 111, 1967.
7. *Поляк Б. Г.*, Геотермические особенности области современного вулканизма (на примере Камчатки), «Наука», М., 1966.
8. *Sclater J. C., Corry C. E.*, Heat flow, Hawaiian Area, J. Geophys. Res., 72, 7311, 1967.
9. *Vine F. J., Matthews D. H.*, Magnetic anomalies over Ocean ridges, Nature, 199, 947, 1963.
10. *Yokoyama I.*, Energy release accompanied by volcanism, Intern. Heat Flow Committee, IUGG General Ass., Zürich, 1967.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЯПОНИИ

К. Сато

Япония расположена на четырех островах: Хоккайдо, Хонсю, Сикоку и Кюсю, имеющих площадь около 360 тыс. км². 67% этой площади занимают горы. Климат страны теплый и влажный, со средним годовым количеством осадков 1600 мм, что составляет 600 млрд. т воды, 80% которой стекает по земной поверхности.

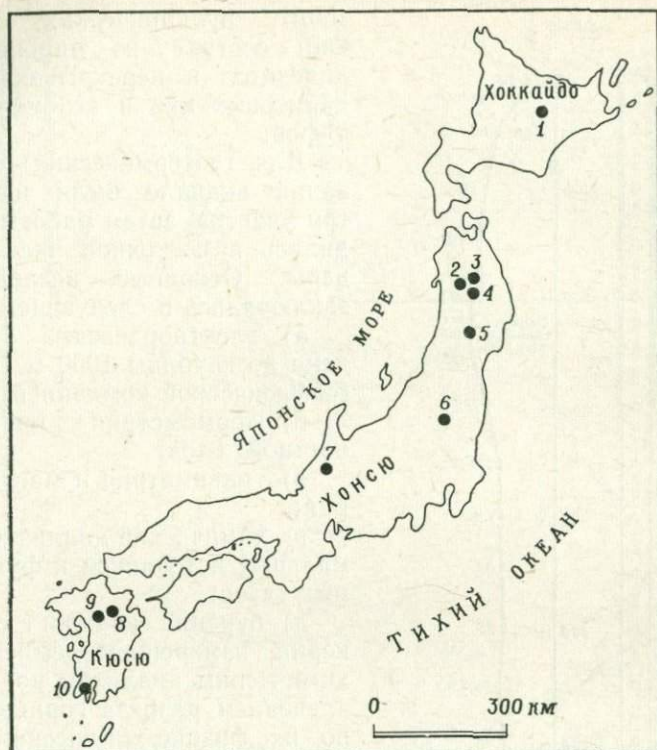
Последнее обстоятельство, естественно, определяло важнейшую роль гидроэлектростанций на ранней стадии развития энергетики.

Сейчас гидроэнергетический потенциал Японии оценивается в 36,5 млн. кВт, причем более половины его уже используется. Остальные ресурсы (46%) находятся в неудобных местах, стоимость их освоения весьма высока, и темпы гидроэнергетического развития снизились.

С другой стороны, при использовании теплоэлектростанций стоимость паротурбогенераторов значительно уменьшилась благодаря улучшению технологии. Начиная с 1957 г. паровых электростанций строилось больше, чем гидравлических. В последние годы число гидростанций более или менее постоянно, тогда как число тепловых станций растет, в том числе и за счет развития атомной энергетики.

Япония испытывает недостаток топлива — нефть и уран импортируются из-за границы. Импортируемые энергоресурсы составили 76,4% в 1970 г. и оцениваются в 82,4 и 89,4% соответственно в 1975 и 1980 гг. Поэтому в стране требуется полное использование всех имеющихся ресурсов. Геотермальная энергия, изыскиваемая 10 лет, успешно используется в Мацукаве и Отаке, и это имеет большое значение для ряда отраслей промышленности.

Статья подготовлена членами Комитета геотермических ресурсов Японской ассоциации геотермальной энергии. В ней освещаются результаты геотермических исследований десяти площадей (фиг. 1) и обсуждаются проблемы геотермальной энергетики Японии.



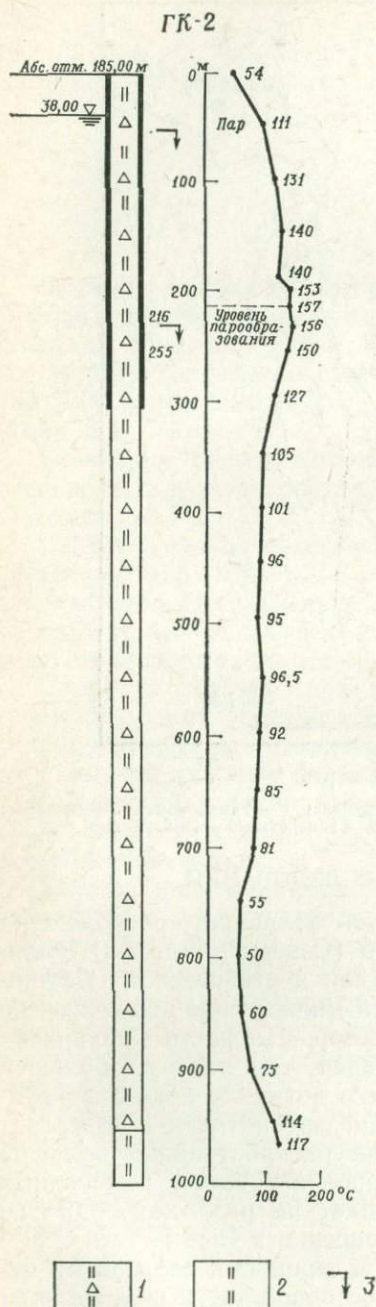
Фиг. 1. Обзорная карта.

1 — Куттаро; 2 — Северный Хатимантай; 3 — Мацукава; 4 — Такиноками; 5 — Оникобе; 6 — Насу; 7 — Осиракава; 8 — Отаке; 9 — Такеною; 10 — Ибусуки.

ОБЗОР РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геотермальная площадь Куттаро. Площадь расположена в восточной части острова Хоккайдо (Северная Япония), является частью национального парка Акан и относится к вулканической зоне Тисима, характеризующейся множеством различных по величине вулканов и кальдерных озер. Площадь приурочена к середине одной из крупных кальдер, где развиты большей частью современные отложения. Здесь возникло несколько вулканических конусов, один из которых еще активен и извергает множество паровых струй, а также распространено большое число термальных источников, фумарол и участков измененных пород. Тепло из недр земли поступает по разломам, один из которых сформировался при землетрясении в 1938 г.

Западная часть кальдеры покрыта мощными взрывными отложениями и озерной толщей, а в восточной части возвышается



много вулканических конусов. Они состоят из пироксеновых андезитов и перекрывающих их дацитовых лав и агломератовых туфов.

Для геотермических исследований вначале были намечены три участка, затем работы проводились в восточной части кальдеры. Основные исследования заключались в следующем:

а) электроразведка (проведена до глубины 1000 м Главной геофизической компанией);

б) термометрия приповерхностного слоя;

в) гравиметрия и магнитометрия;

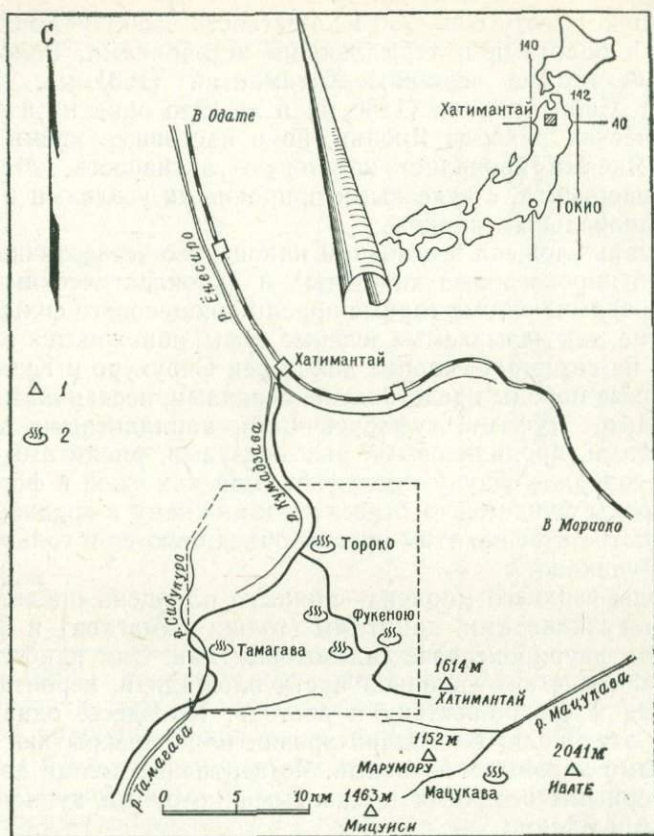
г) химический анализ вод термальных источников и fumarольных газов;

д) бурение скважин с отбором керна, измерением температуры, химическим анализом вод и расчленением разреза горных пород по их физико-химическим свойствам. Пробурены четыре скважины до глубин 250, 300, 500 и 1000 м (фиг. 2) конечным диаметром 49 или 60 мм.

Исследованиями установлено, что мощность эффузивных толщ на отдельных участках изменяется от 1000 до 1500 м. Предполагаемый горизонт перегретых вод залегает на глубинах более 1000 м. Пар был вскрыт лишь самой глубокой скважиной

Фиг. 2. Геологическая колонка разведочной скважины № ГК-2.

1 — агломератовый туф; 2 — туф; 3 — потеря циркуляции. Выделение пара: из трещин на глубине 50,5 м (давление при закрытом устье 1,3—1,5 кг/см², температура на устье 103—105 °C); из трещин на глубине 215,6—250,6 м (давление 2,3—2,5 кг/см², суммарный дебит пара 1,0 т/ч, температура 103—107 °C, расход воды 12—13 т/ч).



Фиг. 3. Обзорная карта геотермальной площади Северный Хатимантай.

1 — гора; 2 — термальный источник.

№ ГК-2 с небольшим притоком — 1,0 т/ч при температуре до 107 °С и давлении на закрытом устье до 2,5 кг/см². Этой же скважиной выведено 13,0 т/ч термальной щелочной воды с очень малым содержанием сероводорода. Вода дает небольшой осадок кальцита и арагонита.

Дальнейшие работы на этой площади для геотермальной энергетики не планируются. Имеются в виду лишь возможности широкого использования термальных вод.

Геотермальная площадь Северный Хатимантай. Эта площадь называемая также Тороко-Онума, находится в префектуре Акита близ границы с префектурой Ивате (северо-восточная Япония) и имеет координаты 141° в. д. и 40° с. ш. (фиг. 3). Площадь расположена на западном склоне хребта Оубакбоне и имеет

абсолютную высоту 800—950 м. Местность изобилует мелкими и крупными болотами и термальными источниками. Вокруг возвышаются горные вершины Хатимантай (1631 м), Якеяма (1366 м), Сibaкурадаке (1180 м) и др. Это один из известных вулканических районов Японии, но в настоящее время только вулкан Якеяма проявляет некоторую активность. Местность очень живописная, с чудесными природными уголками и объявлена национальным парком.

Площадь сложена в основном плиоценово-четвертичными лавами (двупироксеновые андезиты) и пирокластическими породами, перекрывающими горные породы миоценового фундамента. Последние, так называемые зеленые туфы, обнажаются главным образом на северных склонах долин рек Сибукуро и Кумадзава. Миоценовые породы представлены сланцами, песчаниками, конгломератами, туфами, туфобрекчиями, лапиллиевыми туфами, пропилитами, пропилитовыми агломератами, риолитами и т. д. Сланцы содержат фауну моллюсков, морских ежей и фораминифер. Породы фундамента относятся к нижнему и среднему миоцену и соответственно этим ярусам объединяются в толщи Оннагава и Фунакава.

Породы верхнего миоцена—нижнего плиоцена представлены кислыми вулканитами, дацитами (толща Тамагава) и 3—4 горизонты двупироксеново-андезитовых лав. Они наиболее широко развиты в юго-западной части площади и, вероятно, простираются к северо-востоку и востоку. Но здесь, однако, нет выходов этих толщ благодаря эрозии или перекрытию их четвертичными лавовыми потоками. Четвертичные толщи представлены озерными осадками и лавовыми потоками вулканов Хатимантай и Якеяма.

На всей площади известны многочисленные термальные источники, а также сольфатары и фумаролы. Химический состав их был изучен Маеда и Абе (Геологическая служба Японии) в июле 1969 г. Данные этих авторов о рН и температуре вод главных источников приведены в табл. 1. Термальные воды продолжают быть предметом детального исследования в текущем году. Измененные породы исследованы на всей площади и особенно на полях термальных источников Госогаке, Фукеною, Ниямадзава, Тамагава, Сакебидзава и на вулкане Якеяма. Анализ распространения поверхностных термопроявлений показывает, что термовыводящие трещины имеют направления на север, восток и северо-запад.

Исследования и геологоразведочные работы на площади состояли в следующем:

- а) в 1965 г. в северной части площади: геологическая съемка в масштабе 1 : 5000, электроразведка методом Шлюмберже;
- б) в 1966 г. в южной части площади — те же работы;

Таблица 1

Название	Номер пробы	pH	Температура, °C
Сибари	1	8,15	47,5
	2	8,15	43,5
Зеникава	1	8,18	98,0
	2	8,30	96,5
	3	7,22	86,5
Акагава Сумикава	1	2,85	57,0
	2	2,10	75,0
Фукеною	1	3,20	80,0
	2	3,44	62,0
	3	2,75	97,0
Обука Госогаке	1	3,00	80,0
	2	7,40	83,0
	3	5,40	51,0
Тохити Тамагава	1	2,00	89,0
	2	4,70	64,0
Сакебидзава	1	3,10	87,0
	2	2,60	82,0
	3	1,15	97,0
	1	2,10	93,0
	2	2,15	96,0

в) в 1967 г. на отдельном поле в северной части: детальная геологическая съемка, детальная электроразведка, бурение разведочной колонковой скважины № 2 глубиной 800 м;

г) в 1968 г.: бурение и каротаж разведочных скважин № 4, 9 и 10 глубиной до 700 м, № 11 — 446 м; бурение эксплуатационных роторных скважин № 2А глубиной 850 м и № 3 — 1042 м;

д) в 1969 г. (планировалось): аэрогеологическая съемка, исследование измененных горных пород и вторичных минералов, геохимическое исследование термальных вод, бурение эксплуатационных роторных скважин № 3А глубиной 1500 м и № 3Б — 1500 м.

Электроразведка проведена методом Шлюмберже по 11 профилям общей длиной 69,5 км с отсчетами в 223 точках. Электроды растягивались на 250 м, что позволило исследовать разрез до глубины 600 м. Обнаружено несколько участков с аномально низким сопротивлением горных пород (меньше 10 Ом·м). Эти участки приурочены к гидротермально измененным породам и контактам водоносных и водоупорных слоев. Данные электроразведки и каротажа скважин согласуются с изучением керна, особенно в отношении измененных пород. Установлено, что последние характеризуются наиболее низким электрическим сопротивлением.

Упомянутые геологические и электроразведочные работы позволили рекомендовать площадь Тороко—Онума для буровой

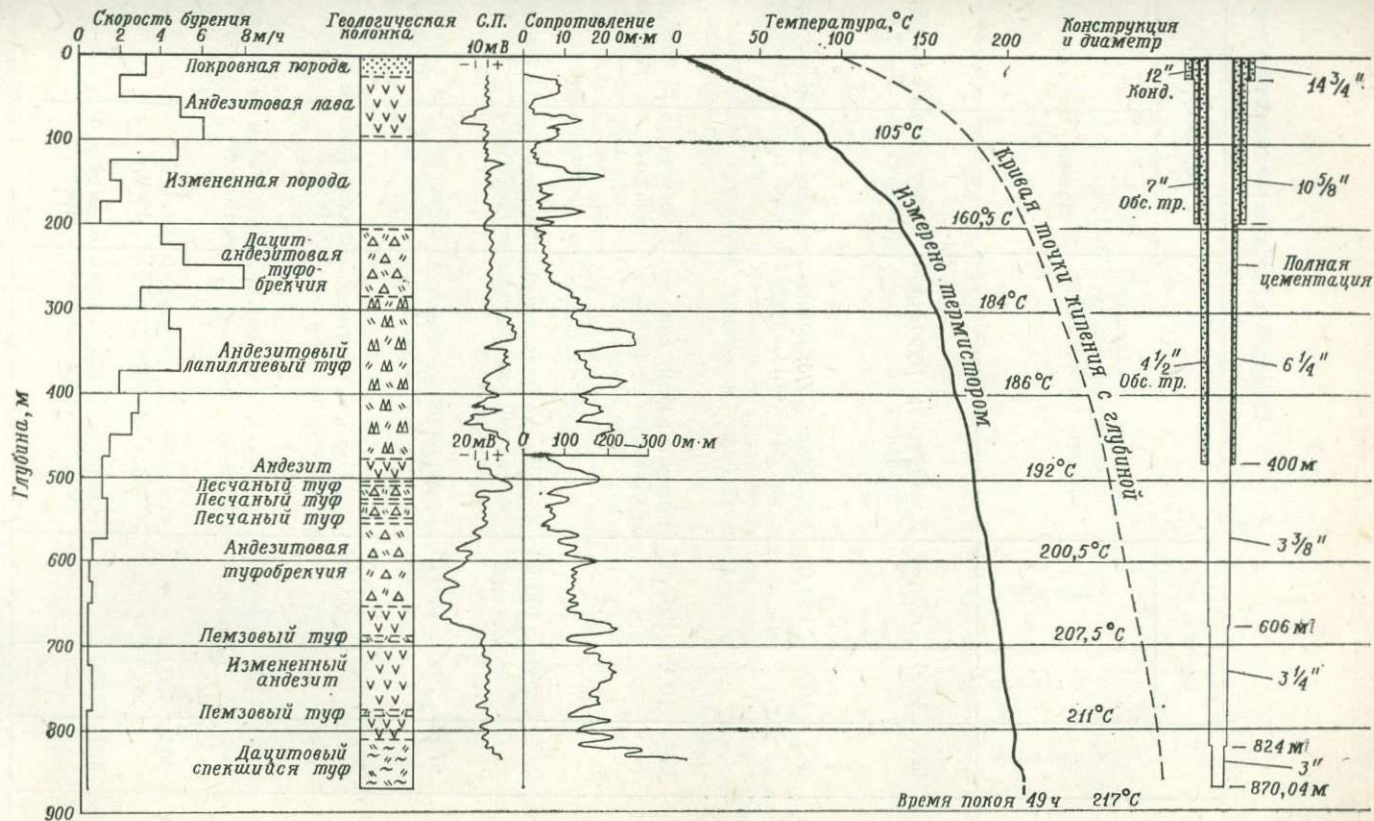
разведки термального бассейна. Площадь эта благоприятна к тому же в отношении подъездных путей, водоснабжения, строительства электростанций и т. п.

Вначале, с августа 1967 г., было проведено бурение в целях изучения геологической структуры, затем бурились эксплуатационные скважины (табл. 2). Разведочное бурение велось роторными станками с частичным отбором керна и шпиндельными станками с полным отбором керна. Каротажные диаграммы скважин № 2, 2А, 3, 4, 9 и 10 показаны соответственно на фиг. 4—9. Полный отбор керна и каротаж скважин № 2, 4, 9, 10 и 11, которые были обсажены трубами и фильтрами, дали ценную геологическую информацию. Применение расширительных долот, реконструкция колонковых труб, наблюдение за промывочным раствором и улучшение его циркуляции под долотом позволяют вести бурение скважин с последующей их обсадкой, что является наиболее подходящим при геотермальных изысканиях.

Хотя геологическая структура полностью не выяснена ввиду недостатка удовлетворительных данных, в настоящее время на геотермальной площади Тороко—Онума установлена зона разлома в близком к широтному направлении. Изучение керна и испытания скважин показали различие в геологическом строении южной, опущенной части площади (скважины № 2, 2А, 3 и 11) и ее северной, приподнятой части (скважины № 4, 9 и 10; фиг. 10, 11). Кроме того, имеется меридиональный разлом, скрытый под лавовым потоком вулкана Хатимантай и не проявляющийся на поверхности. По данным изучения керна, по обе стороны этого разлома залегают различные толщи горных пород (фиг. 12). Автор считает, что геотермальная площадь расчленена в результате подвижек отдельных блоков многими другими трещинами в направлениях с севера на юг и с востока на запад. Наличие опущенной части площади, отделяемой упомянутым выше широтным разломом, позволяет говорить о формировании депрессии внутри кальдеры.

Данных о вторичных минералах в измененных породах, особенно на поверхности, получено немного. В кернах скважин № 2, 2А и 3 рентгеноструктурным анализом обнаружены ломонтит, вайрацит, эпидот, кальцит и пренит. Гидротермальные изменения напоминают таковые в Уайракей (Новая Зеландия), но отличны от Мацукавы (Япония). Эти явления изучаются теперь Центральной исследовательской лабораторией «Мицубиси».

Геотемпературные данные интерпретированы по данным измерения температуры в семи скважинах (1967—1968 гг.). Полученные геоизотермы показывают тесную взаимосвязь поверхностных термопроявлений и участков измененных пород с аномалиями электросопротивления и вулканическим очагом (фиг. 13).



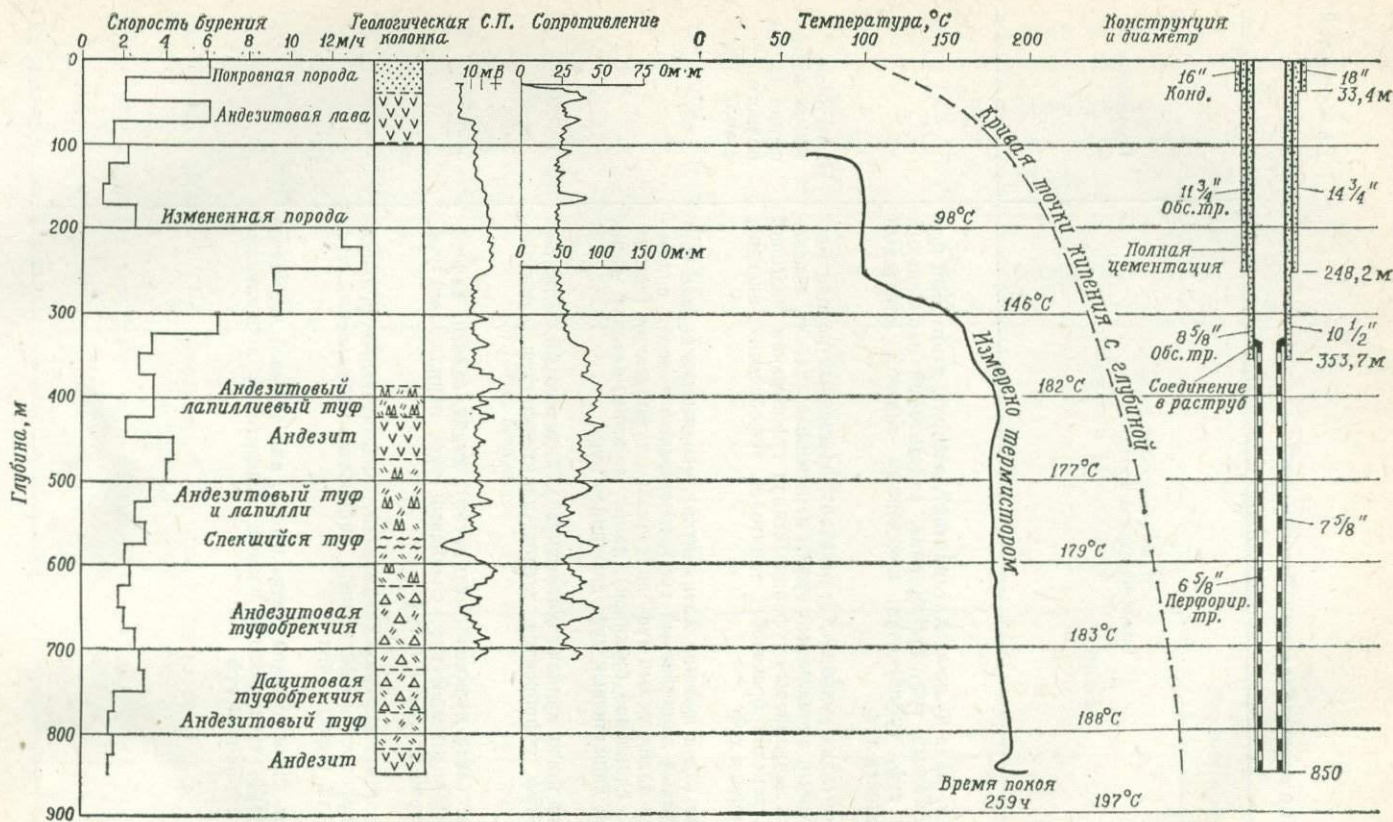
Фиг. 4. Данные о разведочной скважине № 2.

Сведения о буровых скважинах на геотер-

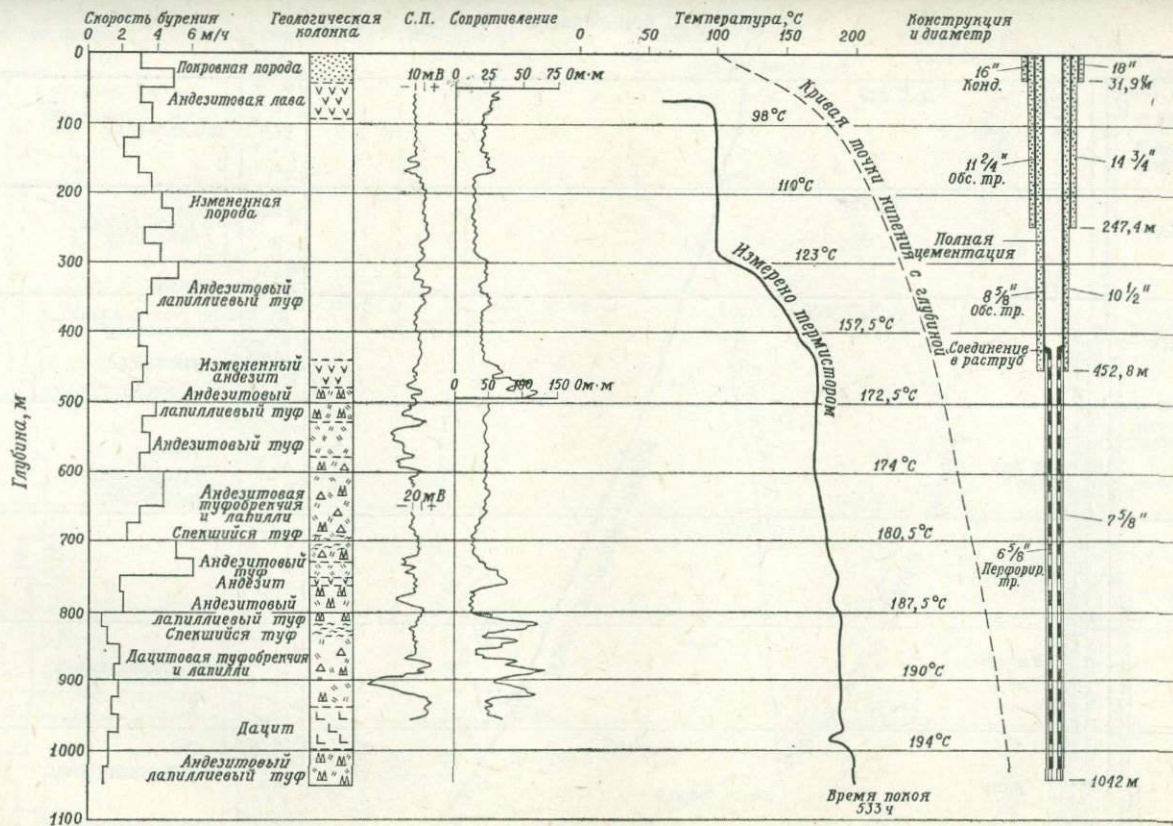
мальной площади Северный Хатимантай

Номер скважины	Альтитуда, м	Глубина, м		Способ бурения скважин; начальный диаметр, дм; компания буровых работ	Время бурения	
		Проектная	Фактическая		Начало	Окончание
2	975	1000	870,04	Колонковая; Буровая компания	17 августа 1967 г.	15 февраля 1968 г.
2А	955	1000	850,00	Роторная; 5 7/8; компания «Тейсеки-Сакусей»	16 августа 1968 г.	23 октября 1968 г.
3	934	1000	1042,00	Роторная; компания «Тейсеки-Сакусей»	4 августа 1968 г.	12 ноября 1968 г.
9	684	700	700,80	Бурение с последующей обсадкой; компания «Оте-Кайхацу»	2 мая 1968 г.	14 июня 1968 г.
10	672	700	701,10	Те же данные	22 июня 1968 г.	2 сентября 1968 г.
4	811	700	701,00	„ „	3 сентября 1968 г.	8 октября 1968 г.
11	826	700	446,70	„ „	25 сентября 1968 г.	23 октября 1968 г.
3А	965	1500	—	Роторная; 5 7/8; компания «Тейсеки-Сакусей»	23 июля 1969 г.	—
3Б	970	1500	—	Роторная; 6 1/2; компания «Тейсеки-Сакусей»	5 августа 1969 г.	—

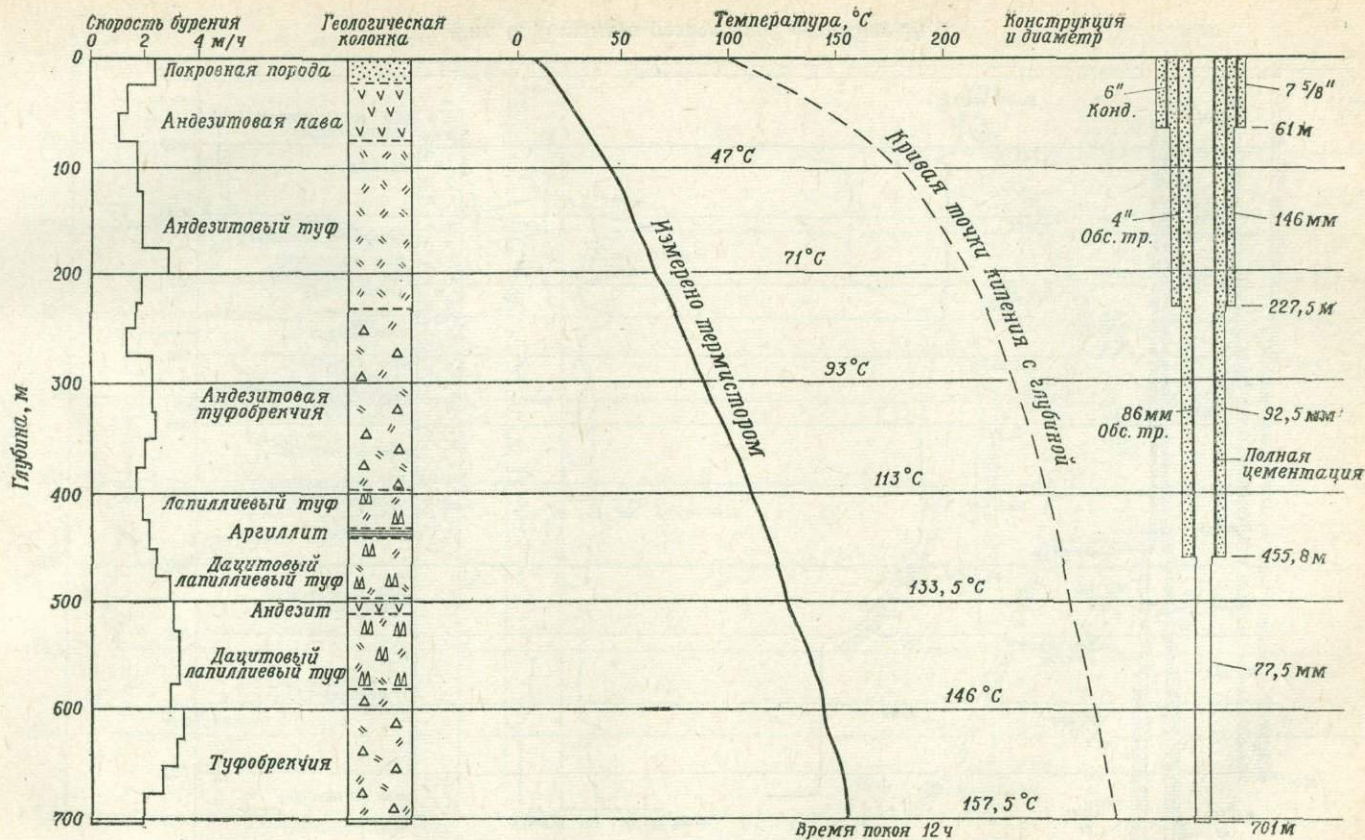
Описание горных пород	Примечание
Андезит (лава вулкана Хатимантай), алеврит, дацитовый или андезитовый туф, туфобрекчия, андезитовый лапиллиевый туф, туф, туфобрекчия, измененный андезит, дацитовый спекшийся туф	
Андезит (лава вулкана Хатимантай), измененная порода (андезитовый лапиллиевый туф?), измененный андезит, андезитовый лапиллиевый туф, андезитовая туфобрекчия (частично со сланцевой брекчией), дацитовая туфобрекчия, андезит, спекшийся туф	На глубине 820 м поглощение промывочного раствора
Андезит (лава вулкана Хатимантай), измененная порода (андезитовый лапиллиевый туф), измененный андезит, андезитовый лапиллиевый туф, андезитовая туфобрекчия (частично со сланцевой брекчией), дацит, андезито-базальт, дацитовый лапиллиевый туф, спекшийся туф	
Андезит (лава вулкана Хатимантай), андезитовый лапиллиевый туф, туфобрекчия, сланец, дацитовый туф, лапиллиевый туф	
Андезит (лава вулкана Хатимантай), дацит, сланец, дацитовый лапиллиевый туф, сланцевый туф, лапиллиевый туф, измененный сланец и туф	
Андезит (лава вулкана Хатимантай), андезитовый туф, лапилли, туфобрекчиевый сланец, дацитовый лапиллиевый туф, андезит, туфобрекчия	
Андезит (лава вулкана Хатимантай), андезитовый лапиллиевый туф, туфобрекчия, сланец, андезитовый лапиллиевый туф, спекшийся туф	



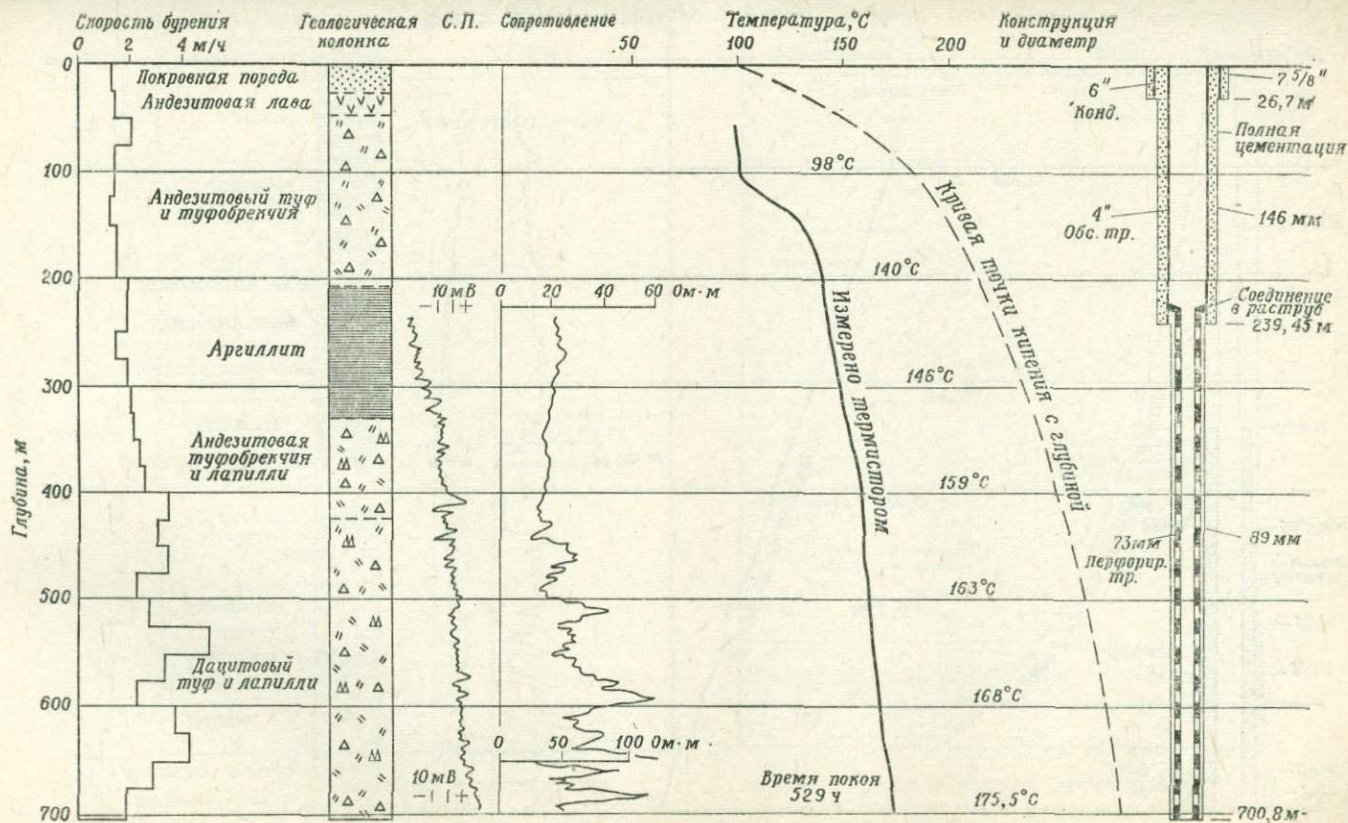
Фиг. 5. Данные о разведочной скважине № 2А.



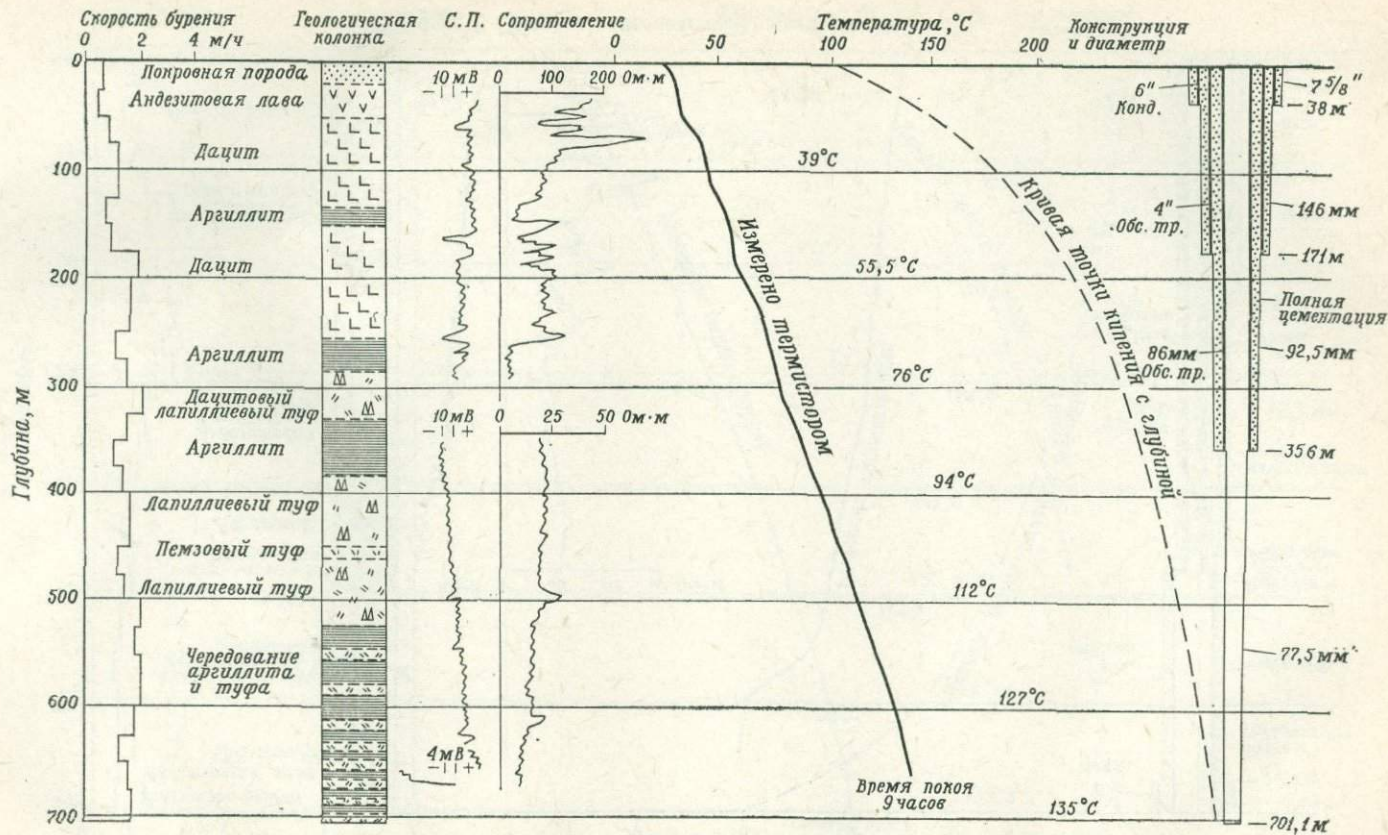
Фиг. 6. Данные о разведочной скважине № 3.



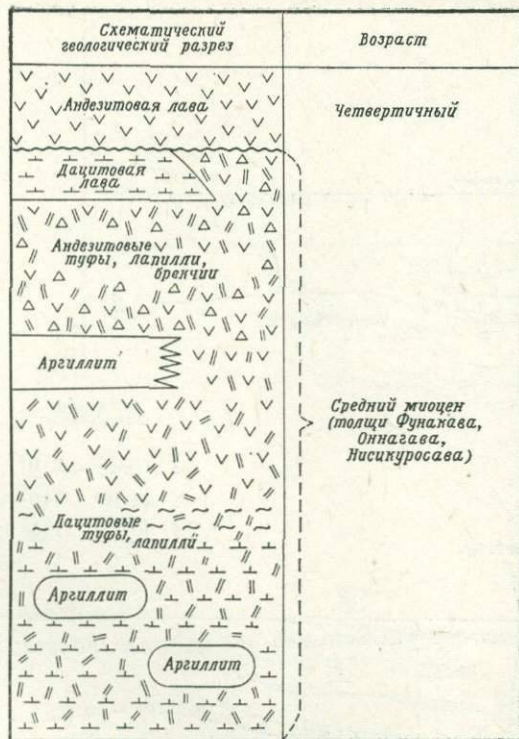
Фиг. 7. Данные о разведочной скважине № 4.



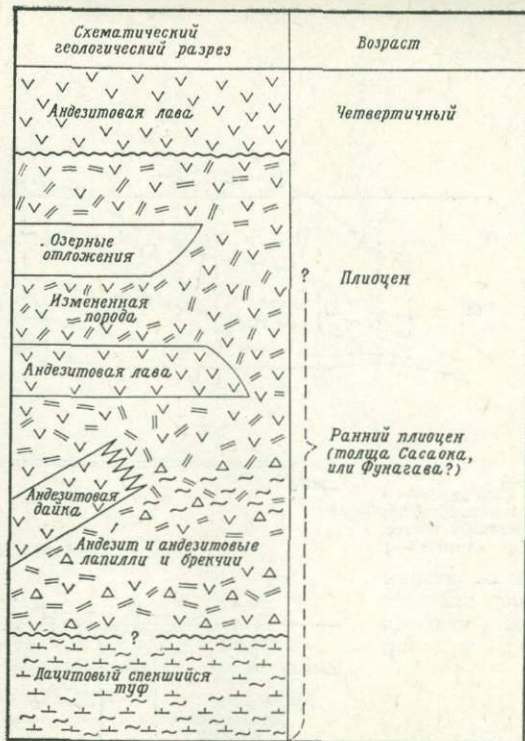
Фиг. 8. Данные о разведочной скважине № 9.



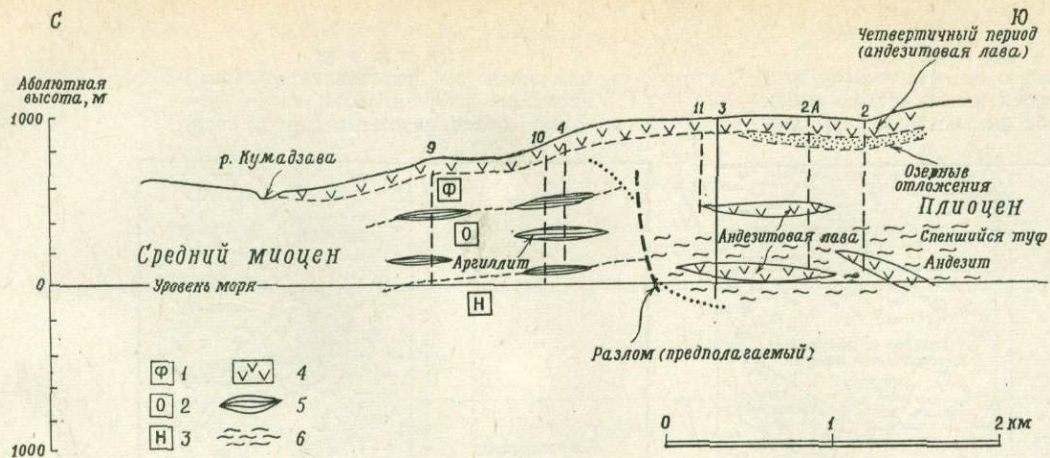
Фиг. 9. Данные о разведочной скважине № 10.



Фиг. 10. Геологический разрез северной части геотермальной площади Северный Хатимантай (по скважинам № 4, 9 и 10).

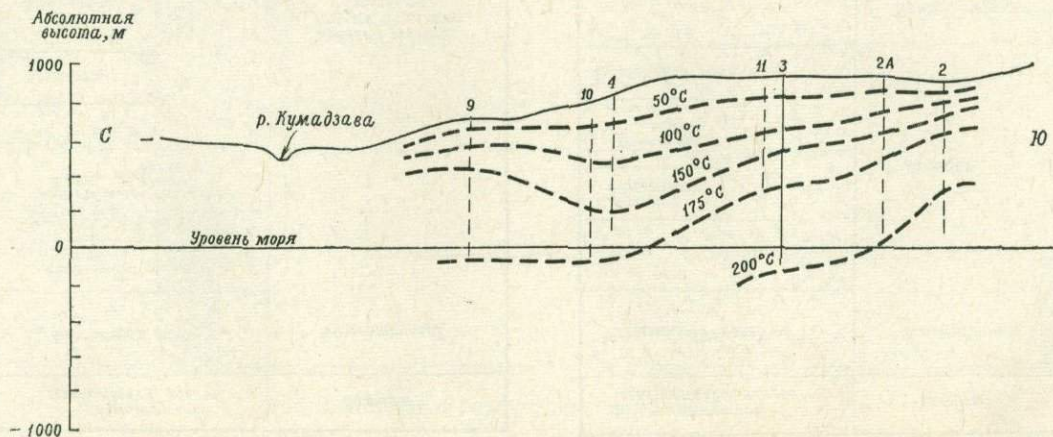


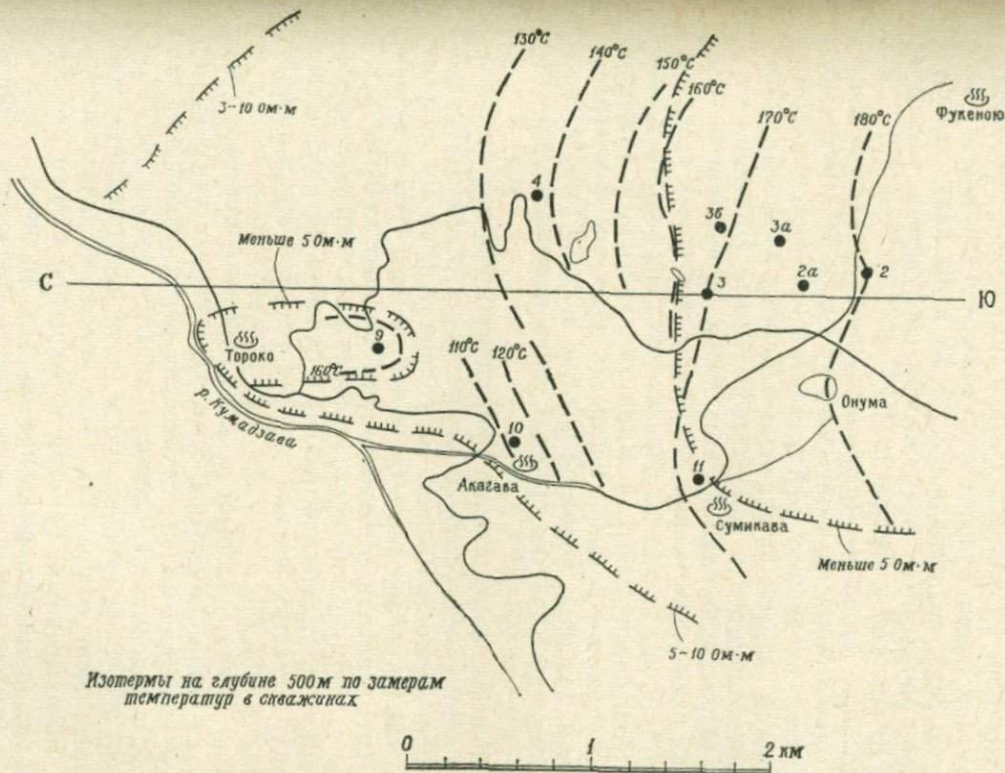
Фиг. 11. Геологический разрез южной части геотермальной площади Северный Хатимантай (по скважинам № 2, 2А и 11).



Фиг. 12. Геологический профиль геотермальной площади Северный Хатмантай по линии С—Ю.

1 — толща Фунакава; 2 — толща Оннакава; 3 — толща Нискурсава; 4 — андезит; 5 — аргиллит; 6 — спекшийся туф.





Фиг. 13. Распространение геозотерм на участке Тороко—Онума.

Перспективы геотермальной площади определяются получением в ноябре 1968 г. из скважины № 2А пара около 25 т/ч и термальной воды в количестве 65 т/ч. Приток пара не прекращается до сих пор. Результаты физико-химических исследований пароводяной смеси будут опубликованы в другой статье. В конце этого года, если скважины № 3А и 3Б дадут геотермальный пар, определится возможность сооружения электростанции на 10 тыс. кВт к ноябрю 1971 г.

Геотермальная площадь Мацукава. Площадь расположена в 50 км от города Мориока и примыкает с юга к действующему вулкану Ивате, входящему в Хатимантайский геотермальный район. Площадь покрыта шлаковыми полями и лавовыми потоками вулкана Марумори и андезитовой толщей Мацукава четвертичного возраста. Фундамент этих пород не выходит на поверхность, за исключением двух небольших участков к северу и юго-западу от площади, где на берегах рек обнажаются толщи Тамагава (спекшиеся туфы) и Ямацуда (третичные морские осадки). По условиям рельефа местность напоминает кальдеру с развитием измененных пород на участке 3,0×0,7 км. На этом заметном обширном участке выходит лишь несколько источников с температурой 40—70 °С.

Геотермические исследования проведены Японской металлургической компанией (бывшей компанией «Адзума-Како») и Геологической службой Японии. Благодаря успешному получению геотермального пара здесь была построена в 1961 г. первая в Японии геотермальная электростанция мощностью 9 тыс. кВт. Результаты геотермических исследований, включавших геологическую съемку, геофизические работы и бурение, детально освещены в других статьях и ниже характеризуются лишь в обобщенном виде (табл. 3).

С 1952 по 1955 г. властями поселка Мацуо и местного серного рудника были пробурены семь разведочных скважин на термальную воду для бальнеологических целей. Изыскания показали, что в недрах этой площади имеются весьма нагретые породы — до 200 °С на глубине 160 м, хотя поверхностные проявления очень бедны. Так было положено начало исследованиям, которые потом привели к открытию одного из наиболее перспективных геотермальных полей в Японии.

В 1956—1960 гг. геотермические работы проводились Японской металлургической компанией, с 1957 г. в сотрудничестве с Геологической службой. Последняя вела геологическую съемку, электроразведку, сейсмометрию и разведочное бурение до глубины 214 м с электро- и термокаротажем. Компанией было пробурено три скважины: № АР-1 глубиной 325 м, № БР-1 450 м и № БД 2570 м. По полученным в результате сотрудничества данным было заключено, что запасы геотермального флюида

Таблица 3

Геотермальные исследования на площади Мацукава

Содержание работ	Глубина, м	Год	Примечание
Разведочные скважины: № 1	163,5	1952	Контора пос. Мацукава
№ 2	159,3	1952	То же
№ 3	327,0	1953	"
№ 4	88,7	1953	"
№ 5	57,0	1954	"
№ 6	205,6	1954	"
№ 7	164,0	1955	"
Геологическая съемка		1957	Геологическая служба
То же		1958	То же
Электропрофилирование		1959	"
Сейсморазведка		1959	"
Разведочные скважины:			
№ ГС-1	214,5	1960	"
№ АР-1	325,0	1960	"
№ БР-1	450,0	1960	"
№ БР-2	570,0	1961	"
Эксплуатационные скважины:			
№ МР-1	945,0	1963	Исследовательский центр «Мацукава»
№ МР-2	1080,0	1964	То же
Разведочная скважина № 21	600,0	1964	"
Эксплуатационные скважины:			
№ МР-3	1207,0	1964	"
№ МР-4	1501,0	1964	"
Сейсморазведка		1967	"
Разведочная скважина № 22	600,0	1967	"
Эксплуатационная скважина № МР-5	1200,0	1967	"
Сейсморазведка		1968	"
Эксплуатационная скважина № МР-6	1200,0	1968	"

содержатся на глубине около 1000 м в третичных морских отложениях (толща Ямацуца) и что эта площадь перспективна для геотермального освоения.

По этому заключению Исследовательская корпорация «Мацукава» субсидировала Японскую металлохимическую компанию на бурение эксплуатационных скважин. В 1963—1964 гг. были пробурены три скважины, которые дали большое количество пара (№ МР-1 глубиной 945 м, № МР-2 1080 м и № МР-3 1027 м), и одна малодобитная скважина № МР-4 глубиной

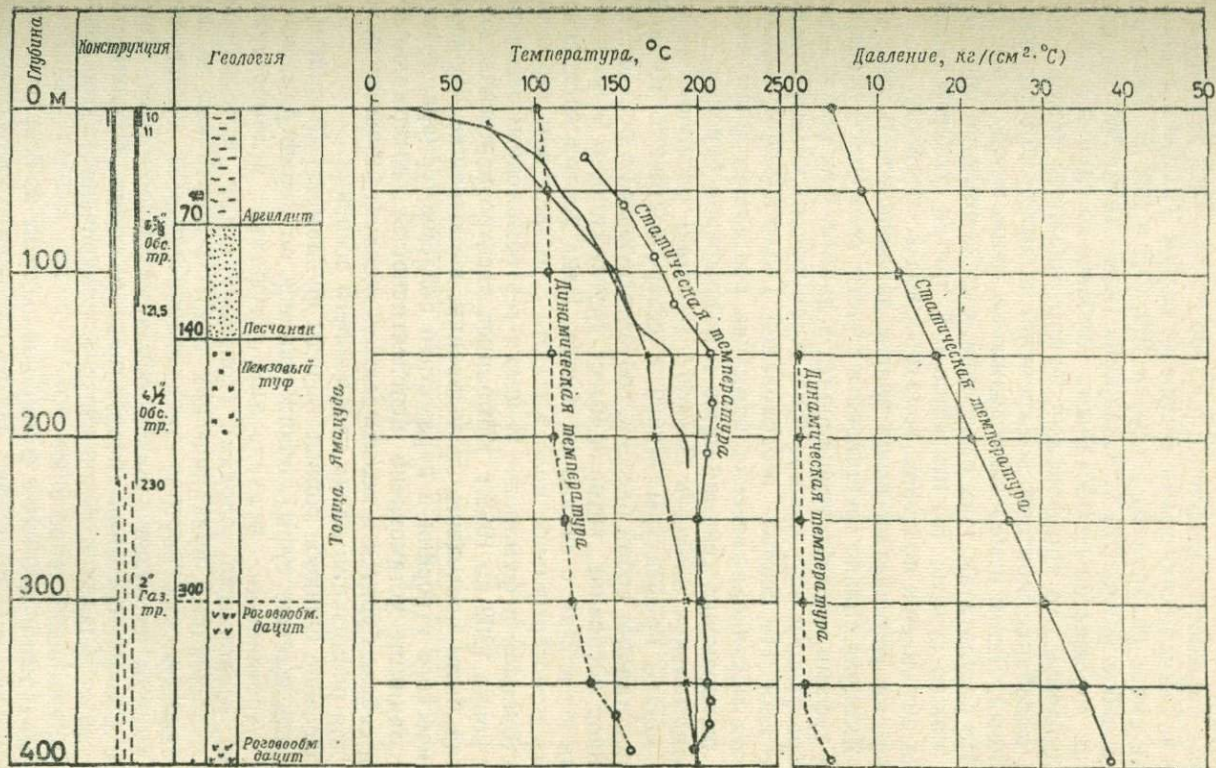
1501 м. Геотермальная станция на 20 тыс. кВт была сооружена в Мацукаве в 1966 г.

В последний этап исследований, с 1967 г. были пробурены еще две промысловые скважины по 1200 м, которые вывели 50 т пара в час. В 1967—1968 гг. с помощью сейсмометрии выяснялась геологическая структура полей, окружающих месторождение. В ближайшие годы промысловое бурение будет продолжено.

Геотермальная площадь Такиноками. Площадь расположена в 8 км к юго-востоку от Мацукавы, в верховье реки Какконда, текущей по западной стороне вулкана Ивате и относящейся к бассейну Сидзукиси. Как и Мацукава, эта площадь входит в Хатимантайский вулканический район. Она отличается от предыдущей наличием обнажений спекшихся туфов и морских осадочных пород третичного возраста, которые вдоль реки Какконда образуют шарнир антиклинальной складки, простирающейся в северо-западном направлении. Оба крыла антиклинали покрыты четвертичными вулканитами—андезитами толщи Мацукава с востока и лавами вулкана Нюто с запада. Миоценовая осадочная толща Ямацуда подразделяется на пять ярусов (Я₁—Я₅) и перекрыта маломощной толщей сланцев Сакамото. Толща Ямацуда смята в складки и на юге площади рассечена разломом северо-восточного направления. Площадь в целом характеризуется обильными термопроявлениями, здесь имеются два фумарольных поля и около 90 термальных источников.

Геотермические исследования площади велись Японской геологической службой параллельно работам в Мацукаве. Они были направлены на изучение разреза и структуры толщ Тамагава и Ямацуда, электроразведку, термометрию до глубины 30 м и разведочное бурение до глубины 400 м как в названных, так и в более древних толщах. Электроразведка проведена по профилю, секущему ось антиклинали к северу от реки. Сопротивление имеет высокие значения в дацитах верхов толщ Ямацуда, низкие значения в морских отложениях и снова высокие в зеленых туфах. Эти данные имеют значение для выявления глубинной структуры площади. Температурные замеры, сделанные в 50 пунктах, позволили установить взаимосвязь термопроявлений с элементами структуры. Судя по карте геозотерм, можно говорить о двух высокотемпературных зонах: одна из них идет вдоль оси складки, другая—вдоль зоны дробления по фумарольным полям южной части площади. Не ясно лишь, почему между ними существует зона низких температур.

Для выяснения этого вопроса и оценки возможности получения геотермальных флюидов в низкотемпературной зоне в 1967 г. была пробурена скважина глубиной 400 м (фиг. 14). Скважиной пройдены породы толщи Ямацуда и других древних толщ. На глубине 318 м неожиданно были вскрыты дациты (слой



Фиг. 14. Данные о разведочной скважине № ГР-2.

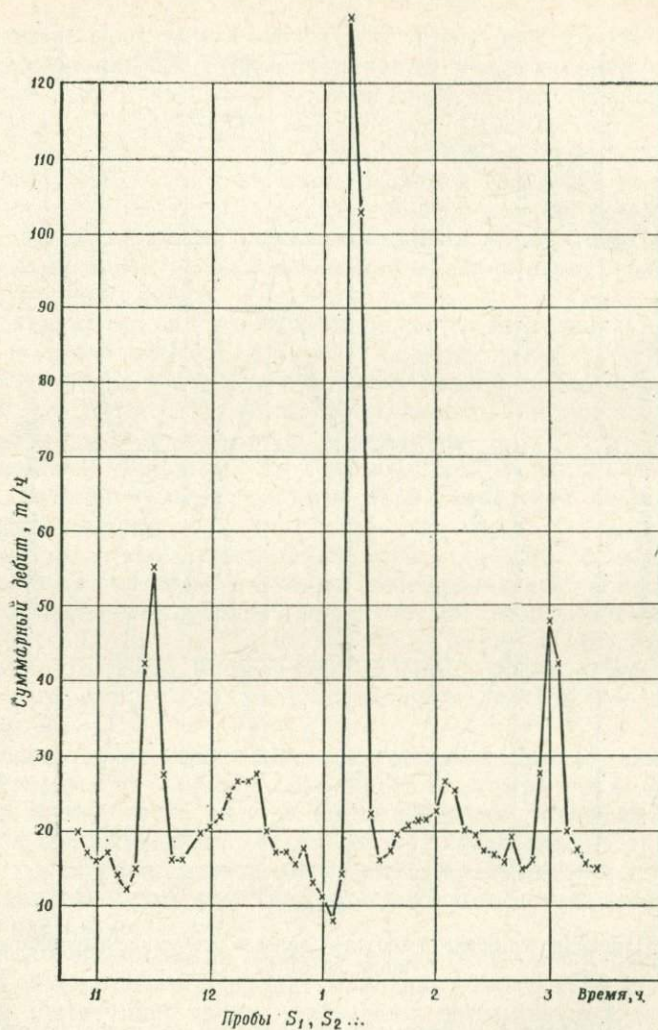
Я₅), известные вблизи термальных источников Такиноками. Во время бурения промывочный раствор поглощался на глубинах 30, 119 и 145 м песчаниками и туфами толщи Ямацуда, а пароводяная смесь изливалась с глубин 169, 213 и 228 м. Температура на забое равна 200 °С. Скважина переставала фонтанировать при перекрытии ее обсадными трубами до глубины 230 м. Надо добавить, что при фонтанировании скважины летом отмечается колебание притока во времени, а зимой приток пара постоянный. Летом измерены содержание хлора в воде и приток воды. По результатам этих измерений, отраженным на фиг. 15а и 15б, можно судить, что нестабильный приток геотермального флюида обусловлен подтоком холодных вод в скважину.

Ответ на упомянутый выше вопрос заключается в том, что толща Ямацуда сильно трещиновата в части, сложенной песчаниками и туфами, и слабо трещиновата в даците. Как раз к дацитам, образующим интрузивное тело, и приурочена низкотемпературная зона. На основе исследований Геологической службы Японская металлохимическая компания составляет план изысканий, включающих сейсмометрию и разведочное бурение.

Геотермальная площадь Оникобе. Площадь расположена на северо-западе префектуры Мияги в северо-восточной Японии. Она представляет собой бассейн, соответствующий в рельефе одноименной котловине, которая имеет протяженность 9 км с севера на юг и 7 км с запада на восток. Близ центра котловины находится геотермальное поле Катаяма с множеством термальных источников и фумарол. В целях геотермального освоения поля с конца 1962 по 1968 г. Компанией электроэнергетического развития были проведены исследования, включавшие изучение геологического строения и параметров подземного пара. Этими исследованиями установлена перспективность геотермального поля, и сейчас бурятся и испытываются эксплуатационные скважины для реализации плана дальнейшего освоения.

В бассейне Оникобе горные породы фундамента (граниты и третичные зеленые туфы), обнажающиеся по периферии, перекрыты третичными вулканитами (туфами, агломератами, лавами), осадочными породами (конгломератами) и четвертичными отложениями вулканических озер. Четвертичные вулканиты залегают как внутри, так и вне бассейна; в южной его части имеется интрузия дацитов, образующая гору Такахината. Внутри и вокруг бассейна имеется много разломов, большинство из которых развито в фундаменте и приурочено к кольцевой зоне, окружающей депрессию.

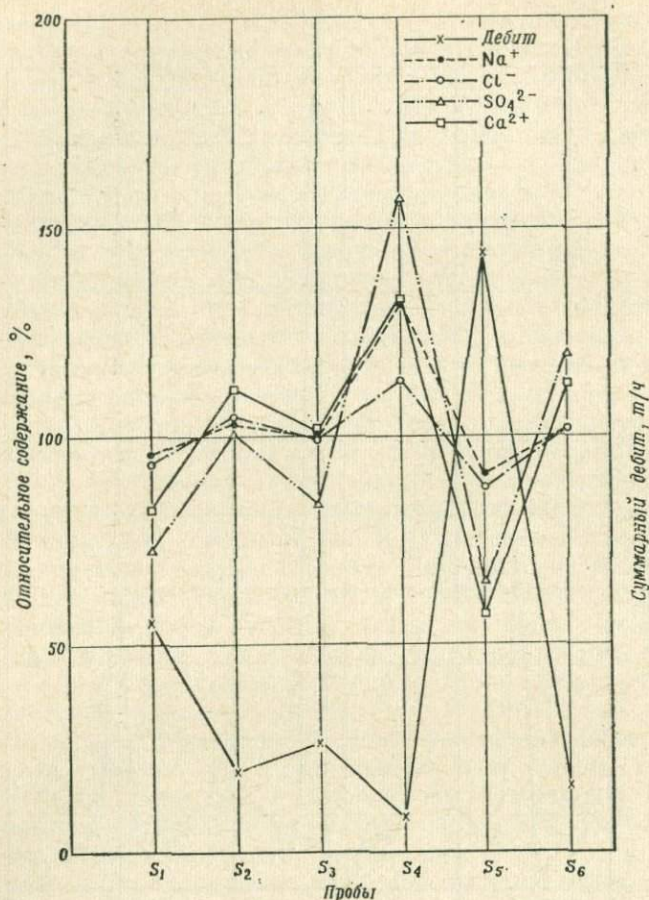
Термальные источники и фумаролы выходят из озерных отложений внутри и вне бассейна. Их расположение контролируется линейными структурами фундамента северо-восточного и северо-западного направлений. На поле Катаяма и в его окружении



Фиг. 15а. Изменение производительности разведочной скважины № ГР-2.

характерна локализация горячих источников в пределах fumarольных площадок. Как правило, термы южной группы выше по температуре, чем термы северной и юго-западной групп бассейна; имеется два известных гейзера: Фукияга и Миядзава.

Поле Катаяма сильно эродировано с относительным превышением склонов долин до 530 м и характеризуется гидротермально измененными породами на участке около 3 км с востока на запад и 2 км с севера на юг. Здесь на гранитах залегают зеленые туфы и позднеэриетичные вулканические породы: анде-



Фиг. 156. Изменение химического состава воды в зависимости от дебита в скважине № ГР-2.

зитовые, дацитовые и риолитовые лавы и их туфы и андезитовые агломераты. Кроме того, в восточной части поля отмечены дацитовые лавовые потоки горы Такахината. По данным бурения (фиг. 16), мощность слоев следующая:

Геология	Мощность, м	Распространение
Дацитовая лава	0—20	Восточная часть поля
Вулканический комплекс	300—900	Все поле
Зеленые туфы	600±	
Гранодиориты		

В центре поля параллельно друг другу простираются в северо-западном направлении два главных разлома, которые ограничивают залегающий между ними горст. В том же направлении протягивается зона измененных пород. Судя по этим данным, дациты горы Такахината на поле Катаяма являются поставщиком тепла, выносимого по двум главным разломам термальной водой или паром, которые накапливаются в зонах дробления зеленых туфов и вулканического комплекса. Слой гидротермально измененных пород вулканического комплекса играет роль тепло- и водоупорной кровли.

Исследования бассейна Оникобе состояли в рекогносцировке, топо- и геологической съемке, поверхностной термометрии, электроразведке и бурении шести разведочных скважин (1962—1965 гг.), а затем в оценке продуктивности, сейсмозондировании и бурении трех промысловых скважин на пар (1966—1968 гг.). Промысловая скважина № 10 пробурена в период с декабря 1968 г. по апрель 1969 г., промысловая скважина № 11 бурится в настоящее время.

Электроразведка предпринимается в качестве одного из первоначальных методов изучения геотермических условий. Она была проведена Главной геофизической компанией в южной части бассейна в мае—июле 1963 г. с целью выявления геологической структуры. Разрез горных пород подразделен на горизонты с низким (3—20 Ом·м) и высоким (до 100 Ом·м) сопротивлением.

Зеленые туфы имеют высокое сопротивление и залегают на поле Катаяма на глубине 250—800 м. В центре поля подтверждено наличие горста между параллельными разломами. Минимальное сопротивление (3—8 Ом·м) определено в примыкающих к горсту участках. Этот факт легко объясняется тем, что на вышеупомянутых участках присутствуют интенсивные гидротермальные проявления.

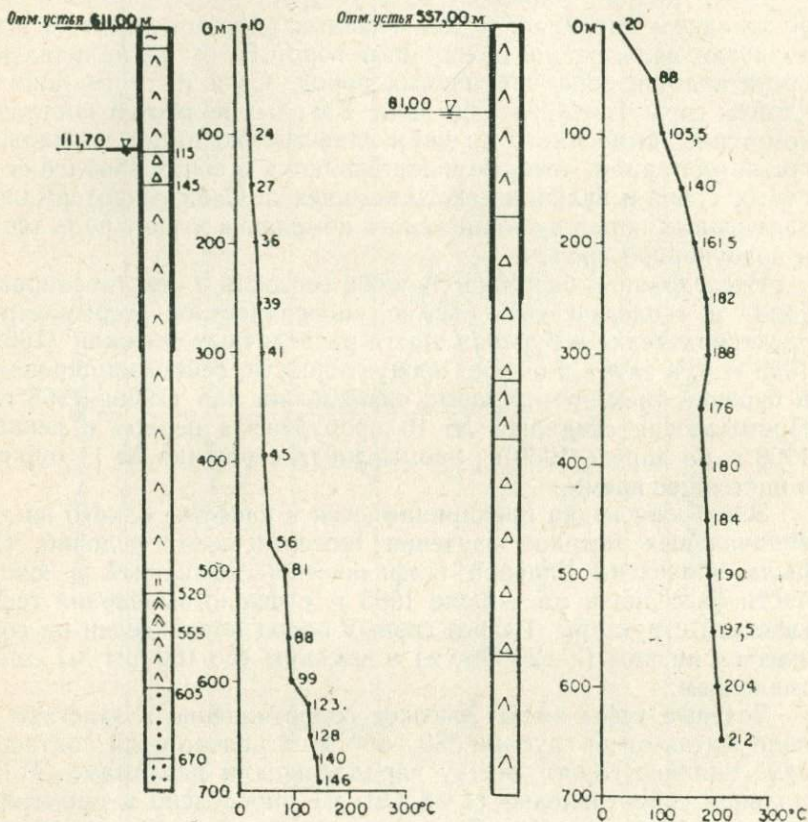
Сейсмозондирование методом отраженных волн было проведено в центре поля Катаяма в апреле—июне 1968 г. с целью выбора наилучшей точки заложения продуктивной скважины. Разрез горных пород был подразделен по скорости прохождения волн на три слоя, а именно: со скоростью 3,1 км/с или меньше, 3,1—3,5 км/с и 3,5 км/с и больше. Мощность слоев сверху вниз соответственно 200—400, 400—500 и 600 м. На некотором протяжении в зоне измененных пород выявлена локализация разломов и зон дробления.

С мая 1963 г. по апрель 1969 г. в бассейне было пробурено 6 разведочных скважин, 3 разведочные скважины специально на пар (фиг. 16) и одна эксплуатационная скважина.

Геотермальная площадь Насу. Стратовулкан Насу, возвышающийся на высоту до 1917 м на границе префектур Тотиги и

ГО-1

ГО-8

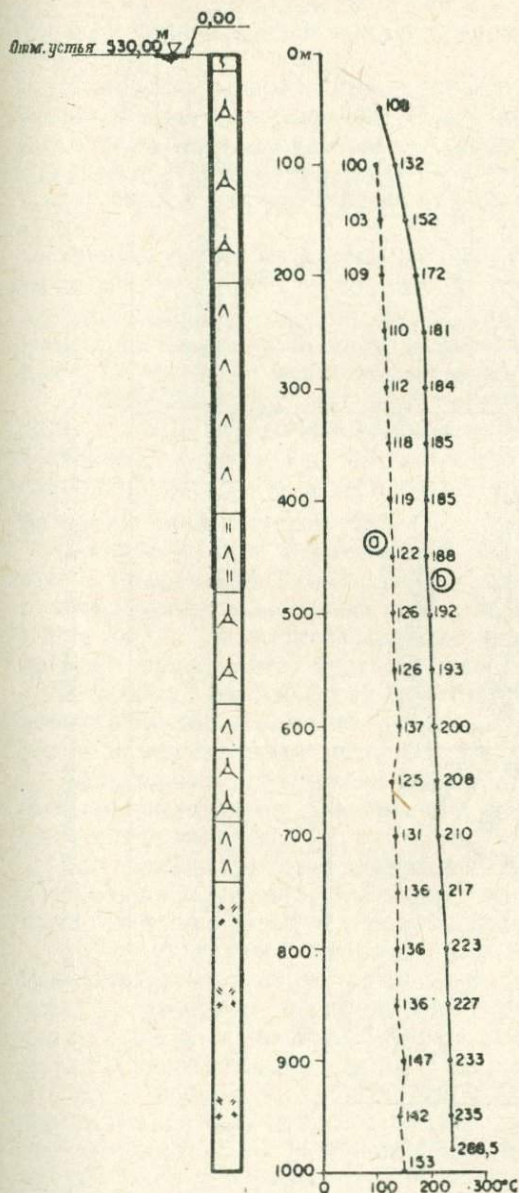


Фиг. 16. Геологические колонки разве

1 — измененная мягкая порода; 2 — рыхлообломочная порода; 3 — туф; 4 — агломерат;

Скважина ГО-8: давление при закрытом устье больше 3,5 кг/см², левый
Скважина ГО-10: давление при открытом устье 0,5 кг/см², суммарный

ГО-10

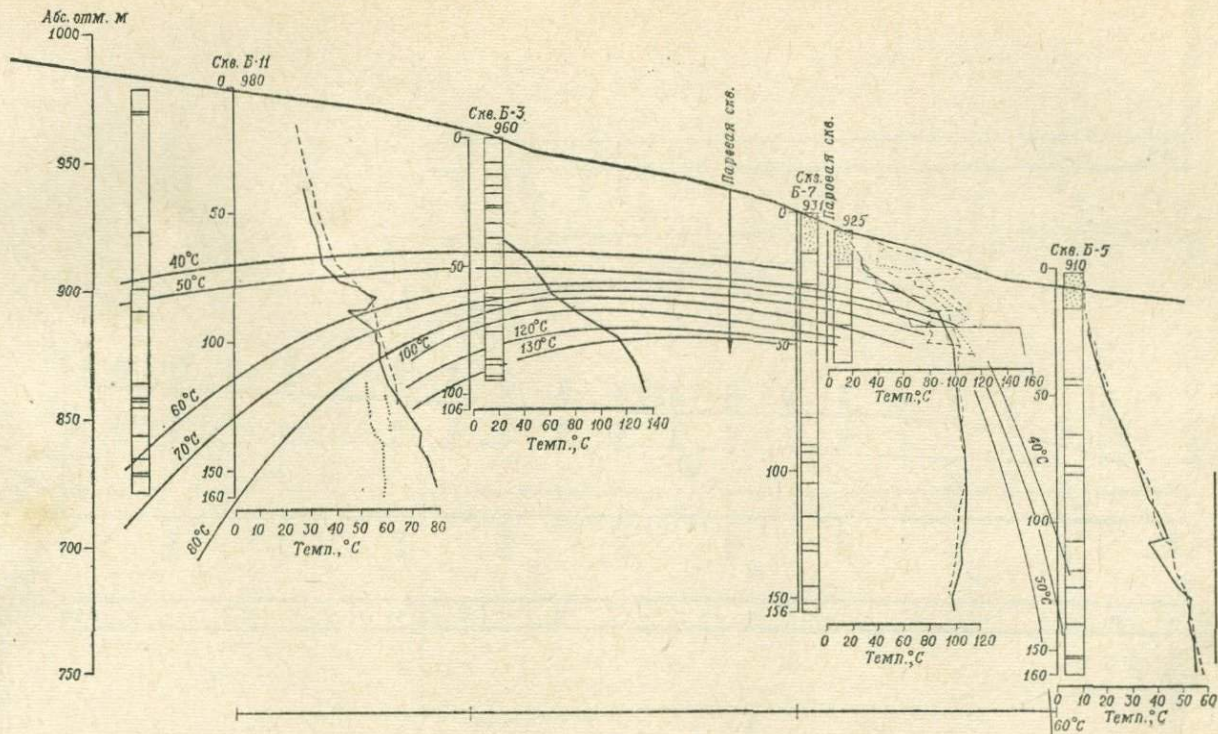


дочных скважин № ГО-1, ГО-8 и ГО-10.

5 — андезит; 6 — пропилит; 7 — песчаник; 8 — зеленый туф; 9 — андезитовый лапил-
туф.

суммарный дебит пара 6—15 т/ч, температура 98—106 °С.

дебит пара 27 т/ч, температура на устье 105 °С, расход воды 30 т/ч.



Фиг. 17. Распространение геозотерм на геотермальной площади Насу.

Фукусима на северной окраине плато Канто, имеет в плане форму овала с протяженностью по меридиану 25 км, а по широте более 10 км.

На юго-восточном склоне вулкана выходит много источников, используемых в бальнеологических целях. До источников можно доехать из Токио за три часа. Вулкан состоит из десяти конусов и куполов, тянущихся цепью с севера на юг. Один из конусов, Таусу-даке, характерен фумарольной активностью на своей вершине.

Фундамент площади состоит из мезозойских гранитов и третичных андезитов и туфобрекчий, обнажающихся к западу от меридионального разлома и образующих здесь опущенный блок, увенчанный вершиной Насу. Восточный приподнятый блок фундамента перекрыт мощным слоем лав и пеплов.

Фумаролы Таусу-даке имеют температуру 100—150 °С и содержат HCl, SO₂ и H₂S. Напротив, конденсаты и термы юго-восточного склона (до 30 выходов) характеризуются низким содержанием Cl⁻ и относительно высоким содержанием SO₄²⁻ при различной кислотности.

Геотермические исследования были начаты в 1963 г. властями префектуры Тотиги и состояли в геологической съемке, температурных измерениях в восьми скважинах глубиной 100—190 м (фиг. 17), электроразведке для определения глубины залегания фундамента, бурении разведочной скважины до 900 м (с помощью Геологической службы), а также в наблюдениях за атмосферными осадками, речным стоком, уровнем подземных вод и за термальными источниками.

Термальные источники и фумаролы на юго-восточном склоне вулкана выходят из туфобрекчий, подстилающих молодые вулканические породы.

Исследованное поле находится вблизи источников Юмото и небольших фумарол, от которых текут теплые ручьи; здесь же имеются и скважины, изливающие горячую воду.

По результатам температурных измерений в мелких скважинах ожидалось, что геотермальные флюиды этого поля заключены в трещинах, развитых вдоль реки Нигатогава. Для проверки этой идеи на левом берегу реки была пробурена упомянутая 900-метровая скважина. Она оказалась неудачной, потому что не встретила ожидаемых высоких температур, хотя породы фундамента были вскрыты ею на глубинах 525 м (андезиты и туфобрекчий) и 841 м (граниты). В целях обнаружения продуктивной зоны дробления теперь планируется бурение на правом берегу реки.

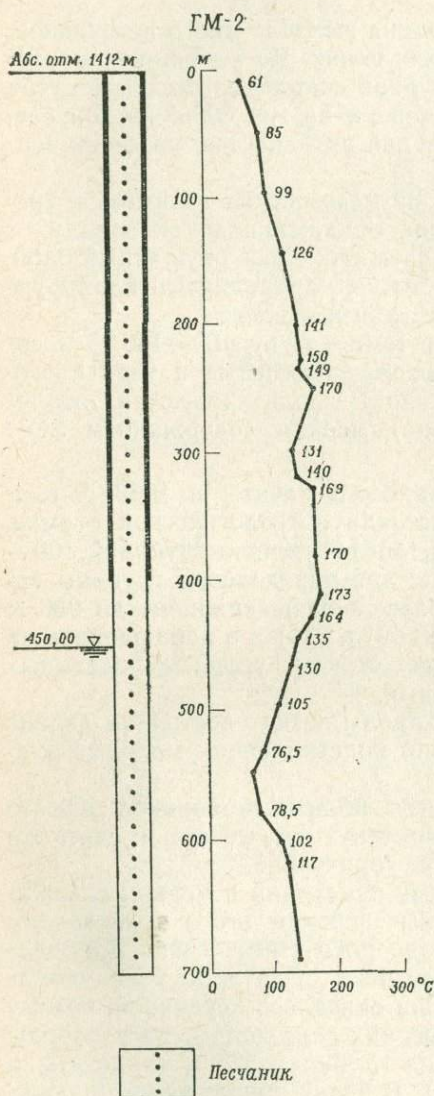
Геотермальная площадь Осиракава. Площадь находится в северо-восточной части вулкана Хакусан в средней Японии. Геологические условия здесь следующие: породы вокруг

предполагаемого термального поля представлены гранитами, кварцевыми порфирами и песчаниковыми сланцами. Граниты

и осадочные породы на контакте между собой частично подвергались термометаморфизму и выветриванию; заметны возгоны серы. Песчаники и сланцы насыщены кремнеземом и уплотнены. Структура осадочной формации в основном простая: это моноклинал с простираем пластов от СВ 60° до В 90° и углом падения от 3 до 60° на ЮВ. Крупные разломы при геологической съемке не обнаружены. Во многих местах проявляются мелкие термальные источники или паровые струи среди измененных пород.

Исследования термального поля заключались в геологической съемке, термометрии приповерхностного слоя (проведены Компанией электроэнергетического развития), а также в колонковом бурении с термокаротажем в скважинах (всего 1420 погонных м) и химическими анализами термальных вод источников и шести скважин (фиг. 18). Всеми скважинами получен пар. Температура в них составляла $18-205^\circ\text{C}$, давление пара $0,25-1,5 \text{ кг/см}^2$, наибольшая производительность скважины 6 т/ч.

Результаты исследований позволяют представить следующий механизм геотермальной деятельности. Источником ее является остаточная активность вулкана Хакусан, расположенного в 3 км от поля. Наклонные слои горных пород не являются коллекторами пара.



Фиг. 18. Геологическая колонка разведочной скважины № ГМ-2.

Давление при закрытом устье $2,0 \text{ кг/см}^2$, при открытом устье $0,25 \text{ кг/см}^2$, суммарный дебит пара $0,01 \text{ т/ч}$, температура на устье 95°C .

Предполагается, что он поступает с глубины по системе крупных трещин в гранитах и осадочных породах, которые образуют фундамент системы. Поэтому термопроявления наиболее интенсивно выражены на контакте между литологическими разностями пород.

Геотермальная площадь Отаке. В 1949 г. электроэнергетическая компания «Кюсю» начала предварительные исследования нескольких площадей острова Кюсю в целях использования геотермальной энергии. В 1955—1956 гг. начались исследования геотермальной площади Отаке бурением четырех разведочных скважин. Перегретый пар не был вскрыт, и изыскания были прекращены. В 1961 г. началось изучение возможности использования пароводяной смеси для выработки электроэнергии за счет извлечения пара из смеси, и изыскания в Отаке возобновились.

В течение 1963—1966 гг. было пробурено 5 эксплуатационных скважин (№ 6—10), получивших очень большой дебит. Сооружение электростанции было начато в январе 1966 г. и завершено через 19 месяцев. Станция введена в эксплуатацию в августе 1967 г. и сейчас производит 11 тыс. кВт электроэнергии (табл. 4).

Площадь расположена в 6 км к северо-западу от горы Кудзю, высшей точки одноименной вулканической группы, и состоит из трех полей: собственно Отаке, Комацу и Хаттобару (фиг. 19, 20). Площадь и ее окружение представляют собой котловину, ограниченную вулканическими поднятиями и куполами, а также рекой Кюсю, текущей севернее центральной части площади.

Наибольшим распространением на площади пользуются горные породы вулканического комплекса Хохи (нижний плейстоцен), который состоит из измененных двупироксеновых андезитов или роговообманковой двупироксеновой андезитовой лавы и ее туфобрекчии, выступающей локально в виде покрова в долине реки Кузу. Скважинами установлено, что комплекс развит более широко и глубоко под уровнем моря и имеет мощность около 1000 м. Этот комплекс подстилается миоценовым фундаментом, который состоит из осадочной толщи Кузу, переслаиваемой с пирокластическими породами, и распространен широко за пределами площади.

Все эти толщи интродуцированы более поздним, средне- и верхнеплейстоценовым вулканическим комплексом Кудзю, который представлен большей частью вязкой лавой роговообманкового андезита, образующего множество лавовых куполов в окрестностях Отаке. Комплекс частично переслаивается с пемзовым потоком Ханда того же типа пород. Туфобрекчии толщи Хохи и тонкослоистые осадки группы Кузу имеют относительно высокую пористость и могут рассматриваться в качестве коллектора пароводяной смеси на всей площади.

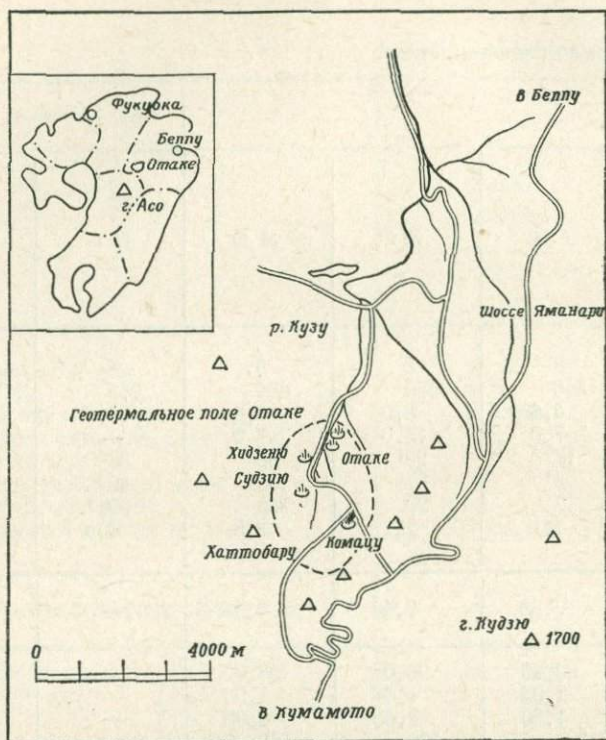
Физико-химические свойства пара и

термальной воды на площади Отаке

Характеристика	Данные	Единица измерения	Поле	
			№ 6	
Диаметр бурения		дюйм	8	
Глубина		м	500	
Давление при закрытом устье		кг/см ²	4,3	
Максимальное давление			>10,0	
Приток пара		т/ч	19 ¹	
Приток термальной воды			187 ¹	
Суммарный приток			206	
Суммарный приток тепла		10 ⁷ ккал/ч	3,8	
Неконденсированные газы в паре		вес. %	0,46	
Неконденсированные газы	CO ₂	вес. %	95,03	
	H ₂ S	"	0,57	
	O ₂ , N ₂ и др.	"	4,40	
	Сумма	"	100	
Пар	pH	млн ⁻¹	5,0	
	Общая минерализация	"	3,7	
	Cl ⁻	"	<1,0	
	SiO ₂	"	0,4	
Термальная вода	pH		8,4	
	Электропроводность	мкОм	2750	
	Общая минерализация	млн ⁻¹	2540	
	Cl ⁻	"	1010	
	SiO ₂	"	414	
	Ca ²⁺	"	15,0	
	Mg ²⁺	"	4,8	
	Na ⁺	"	670	
	K ⁺	"	70	
	SO ₄ ²⁻	"	200	

¹ Давление в сепараторе 2,1 кг/см².² Давление в сепараторе 2,5 кг/см².

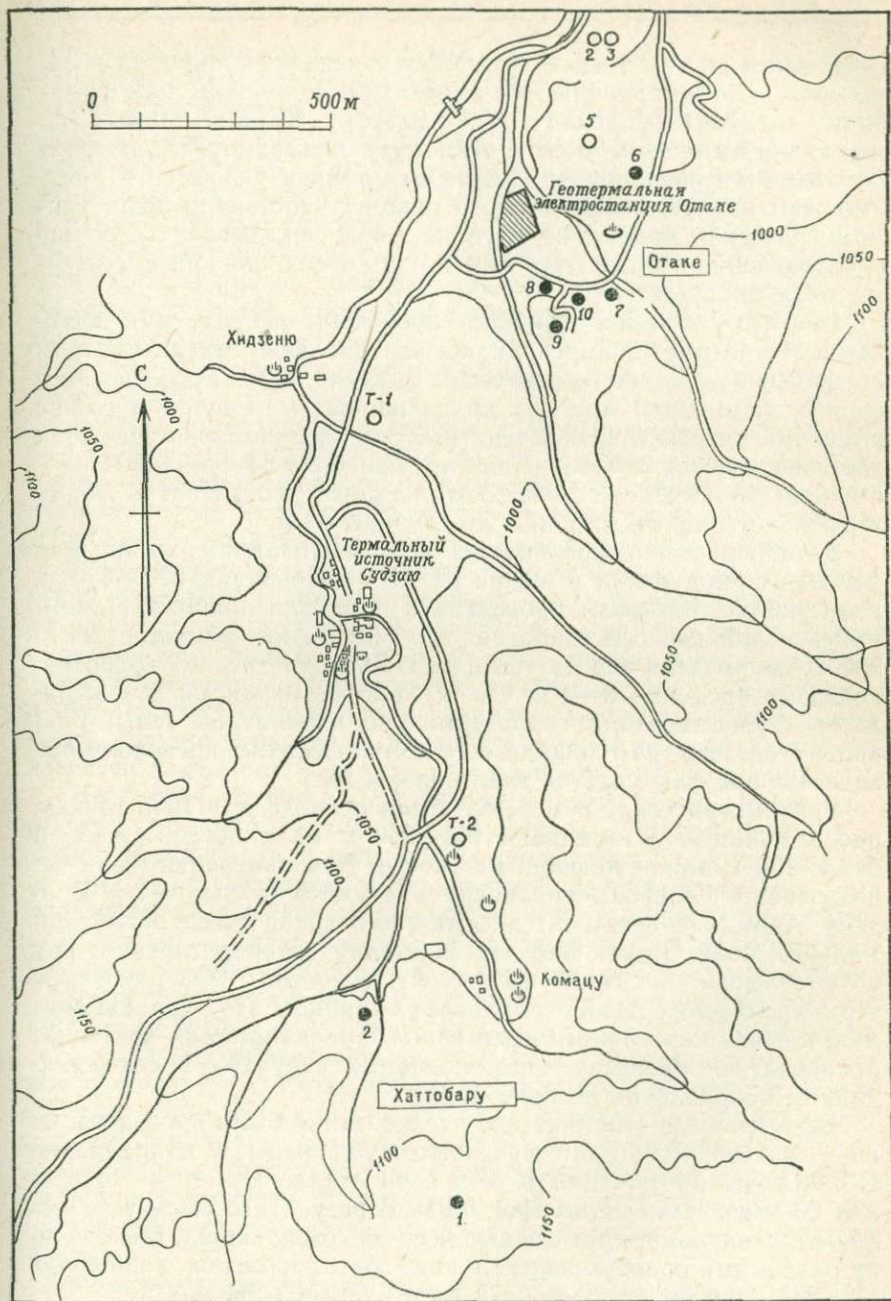
Отаке, скважины				Поле Хаттобару, скважины	
№ 7	№ 8	№ 9	№ 10	№ 1	№ 2
8	8	8	8	8	8
350	346	550	600	785	739
11,3	4,6	8,0	6,6	20,0	—
17,8	>7,0	>15,0	>7,0	—	—
53 ¹	17 ¹	29 ¹	30 ¹	38 ²	—
193 ¹	0 ¹	61 ¹	135 ¹	60 ²	—
246	17	90	165	98	—
6,1	1,1	2,7	3,8	3,3	—
0,25	0,30	0,44	0,05	—	—
96,65	93,48	96,02	93,00	—	—
0,65	2,02	1,38	1,00	—	—
2,70	4,50	2,60	6,00	—	—
100	100	100	100	—	—
5,1	5,7	5,0	5,3	—	—
20,0	13,0	3,4	15,0	—	—
<1,0	<1,0	<1,0	9,0	—	—
0,7	0,7	0,6	0,0	—	—
8,0	—	6,7	8,0	—	—
3510	—	3500	5100	5400	—
3530	—	3810	4030	4720	—
1760	—	1630	1720	1900	—
525	—	668	612	680	—
17,0	—	20,7	31,2	—	—
6,0	—	110,0	7,8	—	—
920	—	940	1060	—	—
100	—	10,0	140	—	—
96	—	145	95	140	—



Фиг. 19. Обзорная карта геотермальной площади Отаке.

Геологическая структура площади, широко перекрытой голоценовым вулканическим пеплом, еще не расшифрована. Очевидный сброс северо-западного направления, который может быть основным в этом районе, проходит через западный участок горячих источников Судзю; кроме того, несколько предполагаемых разломов пересекают поле в северо-западном и широтном направлениях. Разломы секут наиболее молодые толщи вулканитов: лавы Мисокобуси-яма и низы комплекса Кудзю и в свою очередь перекрыты лавой верхов комплекса Кудзю.

Отчетливо измененные породы наблюдаются вдоль разломов и трещин или в местах, относящихся к этим разломам. Очевидно, что эти ослабленные линии являются путями поступления геотермальных флюидов. По развитию вторичных минералов, связанных с гидротермальным метаморфизмом, измененные породы подразделяются на следующие семь зон: алунитовую, каолиновую, пирофиллито-каолиновую, пирофиллитовую, монтмориллонитовую, цеолитовую и хлоритовую.



Фиг. 20. Карта продуктивных скважин на площади Отаке.

В дополнение к отмеченному ряду измененных пород на дневной поверхности проявляются термальные источники или фумаролы, именуемые Дзигоку: Отаке-Дзигоку, Комацу-Дзигоку, а источники на правом берегу реки Кузу называются Хидзению и Судзюю. Они расположены вдоль или вблизи разломов и представляют ценную информацию о тепловом состоянии недр. Термометрическая съемка на глубине 1,5 м показывает такое же распределение температур, как и на других подобных геотермальных площадях.

Геофизические исследования проведены несколькими методами. Магнитометрия проводилась вертикальным магнитометром с сердечником из чистого железа. Сделано 550 замеров по профилям, удаленным друг от друга на 150 м. Распространение высокомагнитных и низкомагнитных зон неравномерно. Имеются две зоны низкой намагниченности (меньше 0,34 единицы) с восточной стороны реки Кузу. Это указывает на развитие гидротермально измененных пород до глубины 1 км.

Электроразведка проводилась методом Шлюмберже по профилям в направлении с севера на юг с интервалом 300—450 м. Резистивиметрия была проведена с помощью прибора Гиша—Руней. Слой низкого сопротивления, имеющий мощность 200—800 м, подразделяется на три блока. Значения низких сопротивлений (в пределах 3—100 Ом·м) рассматриваются как показатели существования гидротермально измененной зоны. Границы этой зоны на площади еще не определены, поскольку выходят за пределы участка электроразведки.

Гравиметрические измерения были проведены в 1000 точках, расположенных в интервале 150—200 м на площади Отаке и около 150 м в окружающей местности. Для измерений были использованы Североамериканский гравиметр и гравиметр Вордена. Аномалия большой силы тяжести обнаружена на геотермальном поле Отаке. Наличие аномалии интерпретируется как обусловленное поднятой частью фундамента. Поверхностные термопроявления разбросаны вокруг границы этой гравианомалии, и связь между ними несомненна. Гравианомалия позволяет предполагать развитие сбросоподобных структур в северо-западном направлении на поле Отаке.

Эффективные сейсмические исследования были проведены на поле Хаттобару. Линии профилей проложены в направлении СВ—ЮЗ на протяжении 1600 м с интервалом точек на профилях 20 м и взрывных шурфов 60 м. В результате были установлены два разлома, протягивающиеся на северо-запад. Блок между разломами представляется в виде зоны дробления, в пределах которой формируется мощный поток термальной воды.

Гидротермальные особенности площади Отаке связаны с развитием мощной толщи андезитов, монолитных и непроницаемых

в первичном состоянии. Проницаемость пород вызывается трещиноватостью и увеличивается благодаря процессам метаморфизма. Коэффициент проницаемости сильно измененных пород около 10^{-1} см/с, а в случае средне- или слабоизмененных пород составляет 10^{-5} — 10^{-7} см/с. Хотя степень изменения коренных пород варьирует, значение 10^{-6} см/с можно расценивать как достаточное для притока воды из пород в скважину. Но этот приток очень мал в сравнении с возможной производительностью скважины. С другой стороны, при бурении часто встречаются открытые трещины, которыми поглощается промывочный раствор. Это наводит на мысль, что горячая вода в большей степени поступает из этих трещин, нежели за счет поровой проницаемости пород.

Минеральный осадок в скважине № 6 представлен карбонатом кальция, а в находящейся рядом скважине № 7 — кремнеземом. Нельзя объяснить это явление, если предполагать, что вода поступает из трещин одного и того же слоя; надо принять во внимание наличие другой независимой системы трещин.

Температура пара, поднимающегося из магматического резервуара, понижается при движении его по трещинам в связи с отдачей тепла в окружающие породы и метеорные воды. Таким образом, на площади распространены трещинные термальные воды. Если гидростатическое давление в системе меньше давления насыщения пара, то из скважин поступает пароводяная смесь. Однако характер ее движения по трещинам недостаточно известен, равно как и не ясно еще распространение трещин.

Несколько гостиниц различным образом использовали природные термальные источники и фумаролы (Кавара, Отаке, Комацу), перед тем как начало эксплуатироваться геотермальное поле Отаке. С началом промышленной эксплуатации, т. е. использованием пара геотермальной электростанцией Отаке, сбросные горячие воды во избежание загрязнения рек поступают по трубам в резервуар Дзидзобару, а затем по самотечному акведуку отводятся на 4,5 км от станции. Акведук сечением $1,1 \times 1,0$ м сделан из бетона и защищен сверху от дождя. Из акведука около 170 т/ч горячей воды поступает в 130 домов пяти поселков (100 т/ч), в четыре санатория (30 т/ч), в две гостиницы (10 т/ч) и ботанический сад (30 т/ч). Горячая вода используется для отопления, купания и мытья посуды, а в ботаническом саду Дзидзобару — для культивации растений. Остаток воды сохраняется в резервуаре Дзидзобару. В будущем планируется использовать ее для улучшения сельского хозяйства на холодных почвах.

Максимальное дальнейшее развитие геотермальной энергетики будет определяться всей площадью промыслового поля, расстоянием между скважинами, средним дебитом скважин и

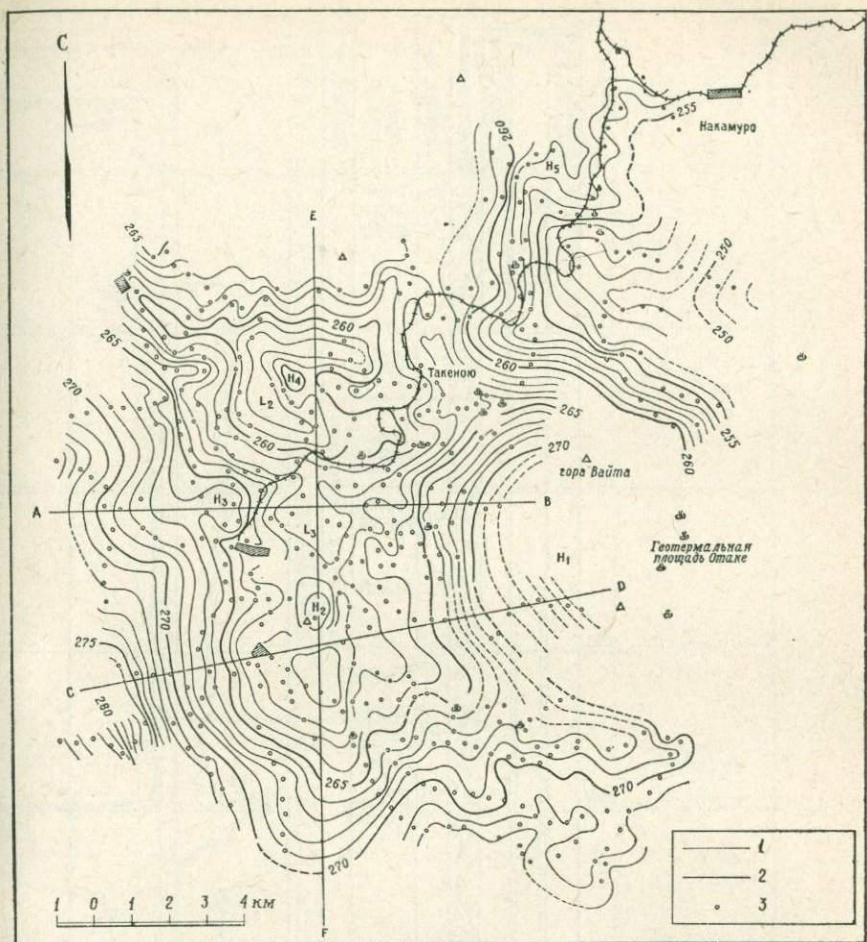
суммой стока подземных вод и теплового потока из глубинных коллекторов. Наиболее важный из перечисленных факторов — максимальная производительность скважин. Средняя скважина, как представляется, может обеспечить выработку 2 тыс. кВт электроэнергии на поле Отаке и 3 тыс. кВт на полях Комацу и Хаттобару. В целом мы прогнозируем оптимальный предел мощности электростанций до 180 тыс. кВт. В 1968 г. были успешно пробурены две промысловые скважины на поле Хаттобару. Здесь планируется построить новую электростанцию.

Геотермальная площадь Такеню. Площадь расположена на острове Кюсю в северной части префектуры Кумамото, в 7 км от геотермальной площади Отаке, за горой Вайта, одним из четвертичных вулканов, входящих в группу вулканов Кудзю.

Площадь сложена вулканическим комплексом Хохи, который известен как коллектор геотермального флюида на площади Отаке, и туфобрекчиями Ямакава. Оба комплекса покрыты более молодой лавой Мисокобуси и лавовым куполом вулкана Вайта. Вулканический комплекс Хохи залегает с северной стороны сброса Такеню, проходящего через горячие источники Такеню и Хаганю в широтном направлении, тогда как туфобрекчии толщи Ямакава развиты главным образом к югу от сброса. Кроме сброса Такеню, который изменяет свое широтное простираие на юго-восточное и проходит через центр вулкана Вайта и геотермальную площадь Отаке, имеется еще несколько разломов. Распространение магматических тел в вулканическом районе Кудзю контролируется геологической структурой фундамента. Вдоль разлома Такеню имеется множество фумарол на участках Такеню и Хаганю и группа термальных источников Синю, выходящих из туфобрекчий Ямакава в 400 м к югу от сброса.

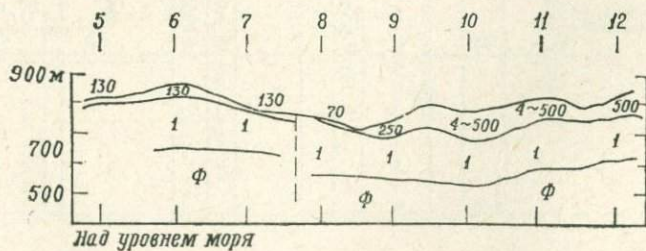
Геотермические исследования, проведенные в 1961—1962 гг. сталелитейной компанией «Ягата», состояли в бурении двух разведочных скважин на площади Такеню: к северу от сброса и на участке развития вулканического комплекса Хохи. Скважина № А-1 вскоре после начала фонтанирования паром и горячей водой прекратила свою деятельность из-за зарастания ствола карбонатом кальция. Скважина № Б-1, давшая сначала 0,92 т/ч пара и 1,72 т/ч горячей воды, продолжает фонтанировать, хотя физико-химические свойства пароводяной смеси изменились. Несмотря на эти результаты, компания прекратила изыскания в 1963 г. по финансовым причинам, после чего власти префектуры Кумамото провели повторно измерения притока пара и горячей воды из скважины № Б-1.

Геотермические исследования продолжались префектурой совместно с Геологической службой Японии. Последняя провела в период 1965—1968 гг. геологическое картирование, электро-

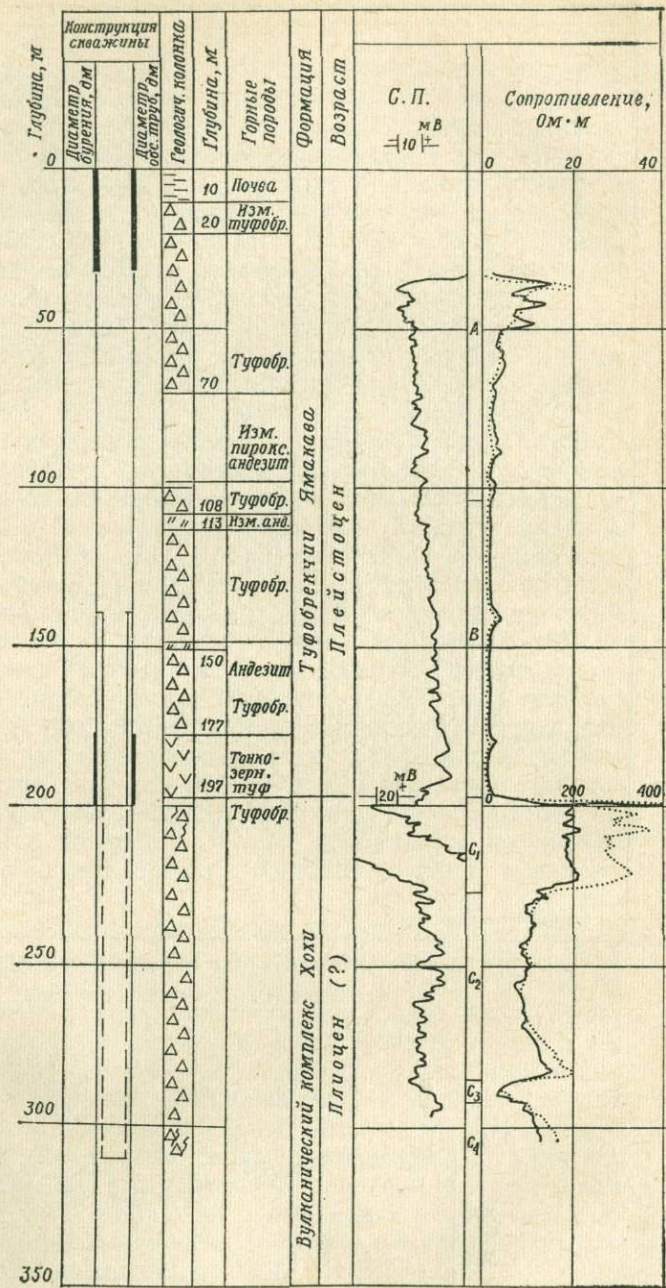


Фиг. 21. Гравиметрическая карта геотермальной площади Такеюю.

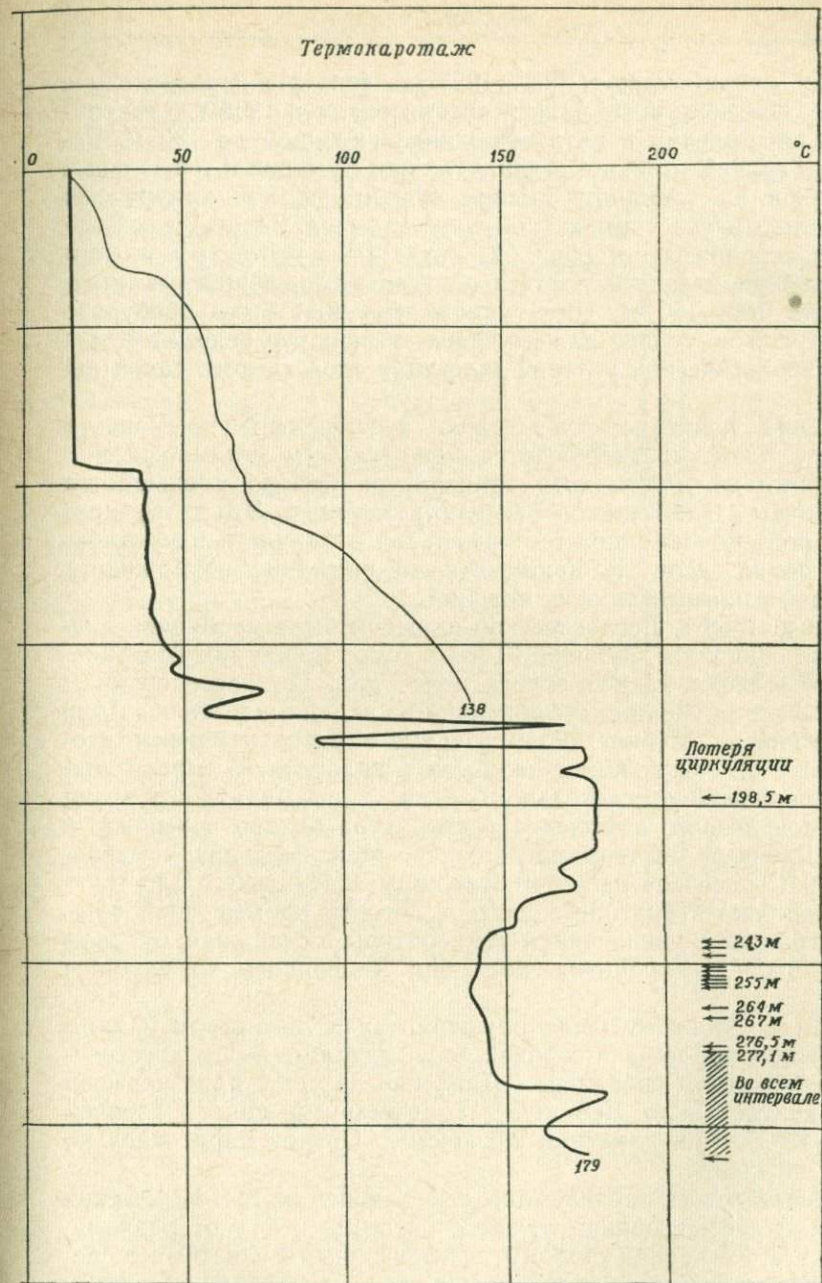
1 — 1 мгал; 2 — 5 мгал; 3 — станция.



Фиг. 22. Электрическое сопротивление горных пород геотермальной площади Такеюю.



Фиг. 23. Данные о разведоч-



ной скважине № ГР-3.

разведку, гравиметрию (1964—1965 гг., фиг. 21) и разведочное бурение. Префектурные власти организовали в 1968 г. температурные наблюдения в пяти скважинах глубиной до 100 м. Результаты гравиметрии показали, что поля фумарол и термальных источников на западном склоне вулкана Вайта приурочены к аномальным участкам низкой силы тяжести. Затем по результатам электроразведки (фиг. 22) стало ясно, что слой с низким сопротивлением залегает почти на всей этой площади и имеет мощность 100—150 м. Пять мелких скважин было пробурено префектурой не только для изучения температур недр, но и для оценки геологических условий залегания слоя низкого сопротивления.

Бурение показало, что толща туфобрекчий Ямакава и комплекс Хохи характеризуются значительным метаморфизмом на глубину до 100 м, хотя температура быстро уменьшается с удалением от источников Такеною и Хаганою. Это затрудняет оценку роли современной геотермальной активности в метаморфизме пород, если не принимать во внимание возможность очевидной взаимосвязи этих явлений.

Осенью 1968 г. Геологической службой была пробурена разведочная скважина глубиной 310 м в точке между полями Такеною и Хаганою, южнее сброса (фиг. 23). По исследованиям образцов керна граница туфобрекчий Ямакава и комплекса Хохи обнаружена на глубине 200 м. Первые заметно изменены, второй также содержит жилы цеолитов и кальцита. В первой толще температура относительно низкая, а по мере достижения скважиной второго комплекса температура быстро повышалась и промывочный раствор поглощался. Максимальная температура 200 °С отмечена на забое скважины. Поскольку стало трудным продолжать бурение в связи с потерей промывочной жидкости и быстрым увеличением температуры в скважине, буровые работы были прекращены, хотя они намечались до глубины 400 м.

Затем в скважину была опущена труба диаметром 2 дюйма, и выделение пара и горячей воды началось без искусственного возбуждения скважины. Давление на устье при закрытой задвижке составило 10,5 кг/м², а суммарный приток горячей воды — 26 т/ч при давлении 2,0 кг/см². Приток пара отдельно еще не определен.

Основываясь на предпосылке, вытекающей из геотермических условий, о существовании лучшего бассейна к югу от разлома, нежели с его северной стороны, префектурными властями в следующем году здесь будут пробурены две промысловые скважины глубиной по 500 м.

Геотермальная площадь Ибусуки. Площадь находится в южной части полуострова Сатума на острове Кюсю. Она располо-

жена во внутренней северо-западной части кальдеры Ата, которая является одной из двух крупнейших кальдер на юге Кюсю и указывает на древние вулканические процессы. Кальдера имеет форму эллипса, и большая часть ее опущена под воды залива Кагосима; гребень, заметный вблизи площади Ибусуки, ограничивает только часть этой кальдеры. Во внутренней части кальдеры развит типичный вулканический рельеф, здесь много мелких депрессий, вулканов и кратеров. Примерами кальдер и вулканов являются следующие:

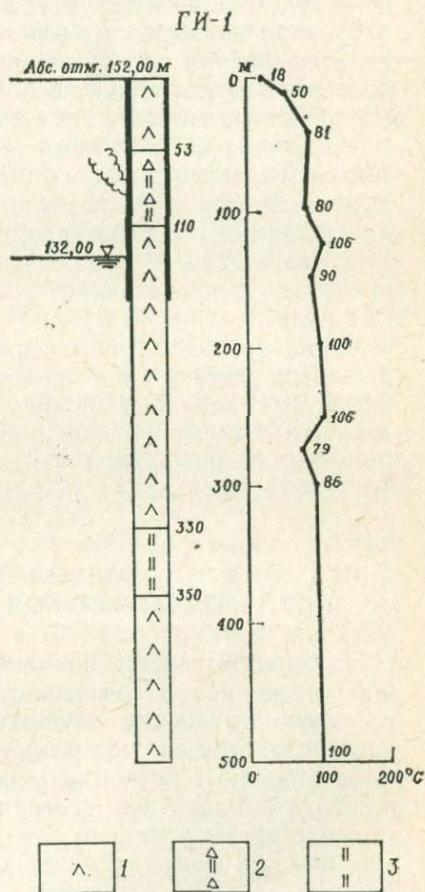
1. Озеро Икеда, представляющее собой крупнейшее понижение на площади. Западная граница его совпадает с границей кальдеры Ата. По результатам эхозондирования минимальная отметка дна озера составляет 180 м ниже уровня моря. На дне озера имеются три небольших углубления.

2. Озеро Унагинке кальдерного типа, образовавшееся при эксплозивном извержении.

3. Залив Ямакава, подобный предыдущему озеру.

4. Бывший центральный кратер вулкана Икедзоко, полные очертания которого теперь не видны; но сомма с северо-восточной стороны Икедзоко сохранилась, она носит название Гонген.

Компания электроэнергетического развития провела исследования на сомме Гонген, а именно: электроразведку (с помощью Главной геофизической компании), всего 117 эхозондирований; гравиметрию (с помощью Геологической службы Японии); термометрию в приповерхностном слое; колонковое бурение трех скважин — 1500 пог. м (фиг. 24) с термокаротажем, химическими анализами вод кернa, а также геологическую съемку.



Фиг. 24. Геологическая колонка разведочной скважины № ГИ-1.
1 — андезит; 2 — туфобрекчия; 3 — туф.

Породы, распространенные на предполагаемом термальном участке, сложены различными вулканическими продуктами: туфами, туфобрекчиями, агломератами и андезитами. Под вулканическими продуктами залегают граниты, образующие, по-видимому, ложе этой структуры. Результаты электротзондирования и бурения показывают, что геологический разрез этого участка делится на три толщи: первый слой с сопротивлением 200—300 Ом·м представляет собой туф, обнажающийся местами на поверхности; второй слой с сопротивлением 3 Ом·м сложен измененными туфобрекчиями, агломератами и андезитами, и третий слой с сопротивлением 100 Ом·м рассматривается как фундамент. В верхнем слое мощностью 50—100 м туфы изменены до состояния глин, не содержащих воды. Второй слой мощностью около 300 м, сложенный измененными вулканическими продуктами, представляет собой коллектор обильных термальных вод.

Одна из трех буровых скважин фонтанировала паром, который был вскрыт во втором слое. Давление пара было около $0,5 \text{ кг/см}^2$, но дебит не был измерен. Другие две скважины вскрыли бассейн горячей воды во втором слое, но пар не был получен. Минимальная температура воды в скважинах была 18°C , максимальная — до 143°C .

ПРОБЛЕМЫ РАЗВИТИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ЭНЕРГЕТИКИ ЯПОНИИ

В Японии имеется более 90 термальных полей с температурой источников и газовых струй более 90°C . При этом лишь на двух площадях осуществляется промышленная добыча электроэнергии за счет земного тепла, и их продукция еще мала по сравнению с потенциальными возможностями многих других площадей. Развитием геотермальной энергетики в стране в настоящее время усиленно занимаются, но в разработке проектов еще имеется много проблем. Основные из них рассматриваются ниже.

Ресурсы геотермальной энергии. В Японии имеется много активно действующих вулканов, термальных источников и фумарол. Среднее годовое количество атмосферных осадков составляет 1600 мм, что дает 600 млрд. т воды, часть которой просачивается в недра земли и образует огромные геотермальные ресурсы. Подсчет их проводился несколько раз. По оценке Комитета геотермических ресурсов Японской ассоциации геотермальной энергии эти ресурсы могут обеспечить выработку электроэнергии до 10 млн. кВт, если будут существенно улучшены технологические процессы их освоения и использования.

Развитие геотермальной энергетики лимитируется необходимостью использования ресурсов на ограниченных площадях. Количество ресурсов изменяется также в зависимости от их теплосодержания и использования в виде пара или горячей воды. Геотермальный флюид — самый дешевый в мире источник пара, используемого для получения электричества. Стоимость пара составляет приблизительно 100 иен (30 центов США) за тонну. Несмотря на дешевизну этой единицы, наиболее целесообразно добывать пар из недр земли по возможности в большом и неизменном количестве в течение длительного времени.

Выгодна возможность получения геотермального флюида путем его фонтанирования из скважин. Но в то же время количество флюида, получаемое из одной скважины, невелико и составляет от нескольких десятков до ста тонн в час. Последняя цифра является максимальным пределом. Поэтому возникает необходимость бурения многих эксплуатационных скважин на определенном расстоянии одна от другой. Следовательно, площадь геотермального промысла должны быть довольно значительной. Эти обстоятельства ограничивают возможности развития энергетики того большого масштаба, какой достигнут созданием тепловых электростанций, базирующихся на нефтяном топливе. На геотермальных площадях необходимо сооружать много мелкомасштабных электростанций.

По сравнению с другими природными ресурсами, такими, как нефть или металлы, геотермальные ресурсы могут использоваться более долгое время. Получение подземного пара для выработки электроэнергии имеет в Японии короткую историю, и данных относительно длительности и сохранности ресурсов не имеется. Судя по истории использования горячих источников с древнейших времен, можно заключить, что при условии развития геотермального производства под научным контролем ресурсы должны оставаться постоянными в течение длительного времени. Уменьшение дебита скважин может быть обусловлено коррозией, отложением осадков и другими явлениями, но при аккуратном обслуживании и в некоторых случаях при бурении новых скважин возможна продуктивная эксплуатация в течение длительного времени.

В нефтяной промышленности отношение запасов (З) к годовой добыче (Д) Z/D должно сохраняться на определенном уровне, и поддержание его обеспечивается постоянным проведением поисково-разведочных работ. Разведка и освоение геотермальных месторождений Японии необходимы для расширения их промышленной эксплуатации.

Разведка геотермальных ресурсов. Многие геотермальные площади с поверхностными термопроявлениями объявлены на-

циональными парками или развиваются как курорты. В этих местах возникают большие затруднения для строительства геотермальных электростанций. В связи с этим изыскания должны проводиться на некотором расстоянии от центров национальных парков, и в основном эти ресурсы могут осваиваться на площадях вдали от очевидных поверхностных термальных полей.

Геотермальные площади располагаются, как правило, в районах четвертичной и современной вулканической активности, и для верхних частей геологического разреза этих площадей характерно неравномерное распределение различных молодых вулканических пород. Структура пород фундамента, подстилающих эти вулканические толщи, различна, и поэтому по геологическим условиям формируются разнообразные типы бассейнов геотермальных флюидов. Совершенно различные геологические условия имеют, к примеру, промышленно используемые геотермальные площади Мацукава и Отаке.

Для изучения геотермальных площадей, пригодных для добычи электроэнергии при описанных условиях, должны быть проанализированы данные о геотермальных проявлениях, получена вся доступная информация о геотермике, выяснены геологические структуры, определена модель бассейна, контролируемая этими структурами, и затем проведены наиболее эффективные разведочные работы.

При разведке и освоении природных ресурсов применяются различные методы. Имеется специфика исследования различных типов месторождений нефти, газа, металлов и нерудного сырья. При изысканиях геотермальных ресурсов применяются пока что различные методы, и их эффективность проверяется, совершенствуется и уточняется. Эффективность геофизических методов оказалась различной, а применение геохимических методов должно быть оценено в ближайшем будущем. Как бы то ни было, методы изысканий будут развиваться вместе с накоплением знаний относительно проявления тепла в земных недрах. Региональные исследования в целях обеспечения добычи большого количества пара для выработки электроэнергии представляются эффективными с геологоструктурной точки зрения, но в Японии большой объем этих работ не выполнен из-за различных ограничений.

Получение и использование геотермальной энергии. Япония имеет долгую историю использования термальных вод для купания. Горячие источники широко используются на общественных курортах, расположенных в живописных местностях. Горячие источники разведаны и осваиваются на многих площадях, но они, как правило, малы в сравнении с теми, которые пригодны для производства электроэнергии.

С тех пор как энергетические ресурсы страны стали зависеть от импорта, начали разрабатываться проекты использования геотермальной энергии. Смысл этого состоит в том, чтобы иметь собственные недорогие и стабильные источники электроэнергии. Некоторые из проектов имеют специфические цели, например такие, как получение энергии для сталелитейной промышленности. При данных обстоятельствах успехи в добыче энергии в Мацукава и Отаке и благоприятные результаты разведки в других местах указывают на возможность будущего развития геотермальной энергетики в Японии.

Однако для изыскания крупных геотермальных ресурсов как источников энергии необходимо учесть многие факторы. Как уже указывалось, нельзя затрагивать курортные местности с горячими источниками и центральные участки национальных парков, где по правительственным законам разрешается эксплуатация вод лишь в малом масштабе. Необходимо разработать законы для беспрепятственного развития геотермальной энергетики.

Поскольку геотермальные ресурсы являются одним из многих видов природных ресурсов Японии, они должны быть использованы полностью и не только для выработки электричества, но и для курортов, отопления и других целей, и таким образом способствовать общему развитию рассматриваемых площадей. С другой стороны, потенциал геотермальной энергетики и степень развития производства электроэнергии должны быть изучены с различных точек зрения. Для этого необходимо проанализировать количество и природу известных в настоящее время геотермальных ресурсов, определить методы их разведки и устранить помехи в освоении и использовании; в этом направлении и предпринимаются сейчас усилия.

ИССЛЕДОВАНИЕ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ
В НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ

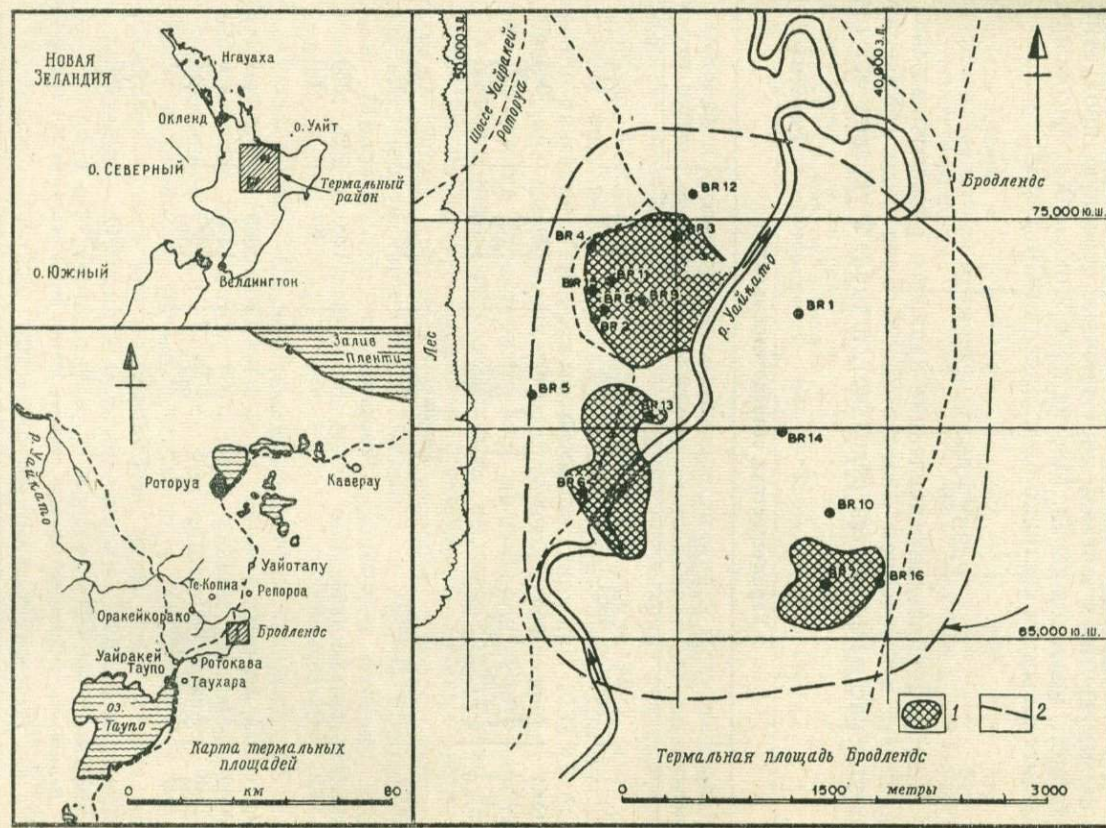
Дж. Смит

ВВЕДЕНИЕ

За последние 20 лет в Новой Зеландии достигнуты значительные успехи в получении геотермальной энергии и исследовании новых месторождений. Наибольшие достижения в использовании геотермальной энергии отмечены в трех районах: Уайракей, Каверау и Роторуа. В Уайракей мощность геотермальной станции составляет 160 МВт, в Каверау геотермальный пар применяется при изготовлении бумажной массы, в технологических процессах на бумажной фабрике и для выработки нескольких мегаватт электрической энергии. Использование геотермального тепла в Роторуа в основном связано с теплоснабжением. Исследование новых термальных полей осуществляется главным образом с целью их эксплуатации для получения электрической энергии, и на одном из них — Бродлендсе — проектируется ввод в действие электростанции в 1976 г.

Основные термальные площади наблюдаются на острове Северный Новой Зеландии; они простираются от действующих вулканов южнее озера Таупо до острова Уайт (также действующего вулкана) в заливе Пленти. В пределах этой зоны имеется несколько участков, где обнаружены горячие источники, фумаролы, гейзеры и аномальные температурные градиенты (фиг. 1). Там, где вырабатывается геотермальная энергия, скважины вскрывают горизонт горячих вод, которые по мере движения вверх выделяют пар и образуют пароводяную смесь. На некоторых участках пар в породах находится в смеси с горячей водой, но скопления сухого пара наблюдаются исключительно редко.

В течение последних лет разведочное бурение производилось на нескольких геотермальных полях. Мак-Кензи и Смит [4] описали полученные результаты, некоторые из них кратко изложены в этой статье, но более подробный отчет посвящен современному состоянию исследований месторождения Бродлендс. Отмечены и другие площади: Оракейкорако, Репороа, Ротокава, Таухара, Те-Копиа, Уайотапу, Уайракей и Нгауаха. За исключением последней, наиболее удаленной на север, все они находятся в пределах термального района острова Северный (фиг. 1).



Фиг. 1. Карта месторождения Бродлендс.

1 — термоаномалии на поверхности земли, контурные по температуре на глубине 1 м, превышающей не меньше чем на 5°C температуру окружающих горных пород; 2 — приблизительная граница низкого электрического сопротивления пород.

Денч [1] описал исследования в Уайотапу. После недавнего появления бурового станка с номинальной глубиной бурения 2300 м предусматривается бурение глубже отметки 1110 м, уже достигнутой на этом участке.

После успешного разведочного бурения в Уайракей, которое привело к эксплуатации месторождения с целью получения электрической энергии, были пробурены дополнительные скважины на других участках, окружающих основную продуктивную часть месторождения. Многие из них оказались высокопроизводительными и частично были описаны Смитом [5].

РАЗВЕДОЧНОЕ БУРЕНИЕ

В табл. 1 приведены последние данные о разведочных скважинах (за исключением месторождений Бродлендс и Каверау, которые рассматриваются отдельно), в табл. 2 указана обычно

Таблица 1

Характеристика разведочных скважин

Номер скважины	Время бурения	Глубина обсадки, м	Глубина бурения, м	Абсолютная отметка устья, м
<i>Нгауаха</i>				
№ 1	Декабрь 1964	308	590	213
<i>Оракейкорако</i>				
OK1	Апрель 1965	640	1395	366
OK2	То же	555	1150	330
OK4	Июнь 1965	602	1370	353
OK6	Сентябрь 1965	482	1210	299
<i>Репороа</i>				
RP1	Август 1966	596	1340	298
<i>Ротокава</i>				
RK1	Февраль 1966	609	1200	333
RK2	Октябрь 1966	490	80	345
<i>Таухара</i>				
TH1	Июнь 1964	371	1205	428
TH2	Май 1966	588	1215	410
TH3	Апрель 1967	595	1095	467
TH4	Июнь 1967	914	1040	417
<i>Те-Копиа</i>				
TK1	Июнь 1965	560	940	400
TK2	Апрель 1966	591	1245	430

Примечания. 1. Конечный диаметр скважин 203 мм, кроме скважины № 1 (102 мм) и TH4 (178 мм).

2. Сква. TK1 и TK2 прежде назывались OK3 и OK5.

применяемая конструкция скважин. Обобщенные геологические разрезы, температуры и производительность скважин показаны на фиг. 2, 3 и 4.

Таблица 2

Конструкция разведочных скважин

	Колонна обсадных труб			
	Направление (кондуктор)	Промежуточ- ная	Башмачная	Эксплуата- ционная
Средняя глубина, м	24	143	299	518
Максимальная глубина, м	32	157	396	640
Наружный диаметр, мм	558	406	298	219
Толщина стенки, мм	9,52	9,52	9,52	10,16
Сорт стали	H-40	H-40	J-55	J-55

Примечания. 1. Ниже эксплуатационной колонны в скважине обычно устанавливается щелевой фильтр диаметром 168 мм, на каждый 1 м его приходится три щелевых выреза длиной 41 см и шириной 2 см.

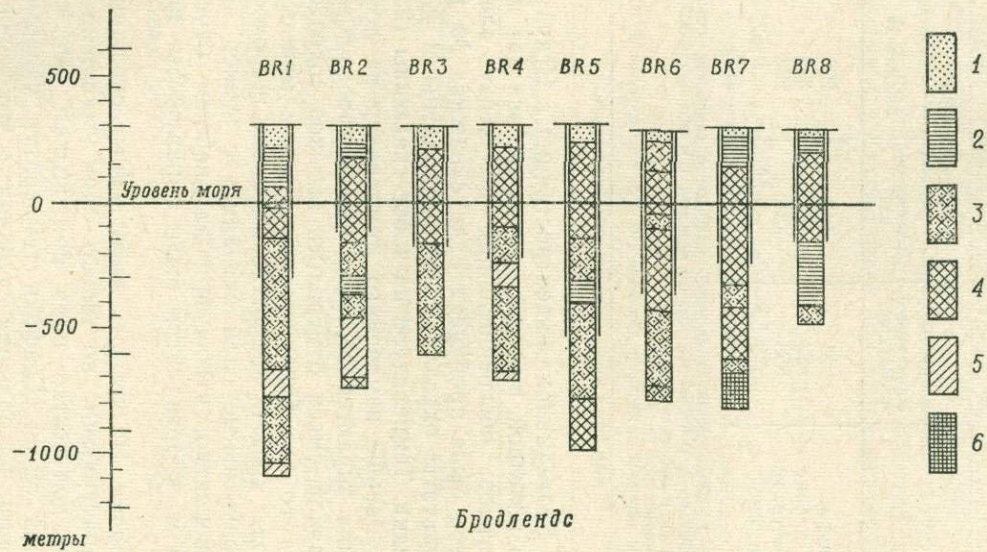
2. Тип соединения труб — сварной.

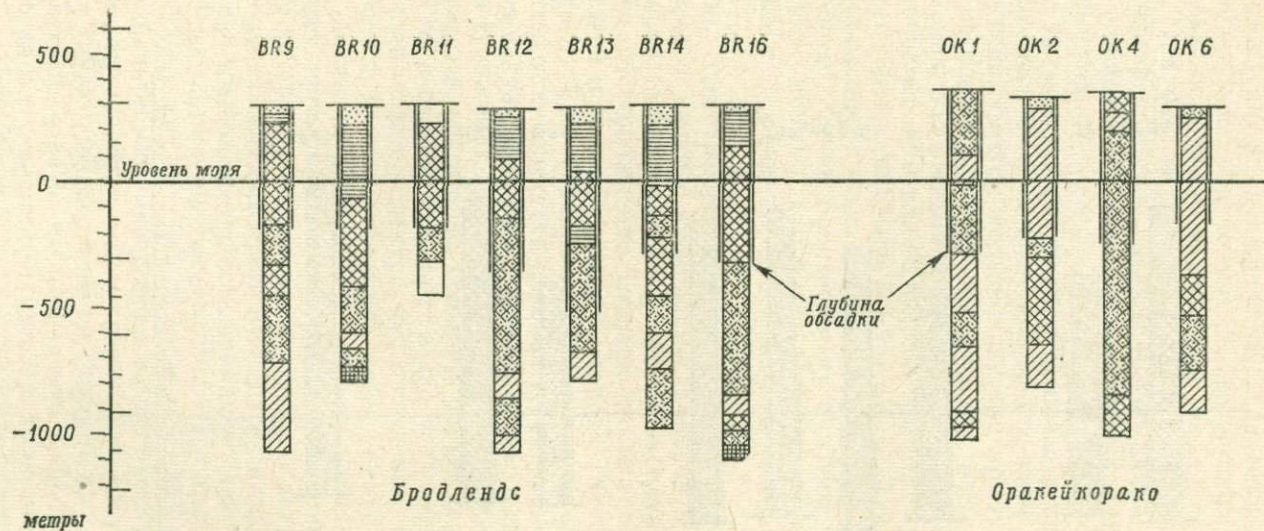
3. Параметры устьевой арматуры: давление 110 атм, температура 320° С.

Нгауаха. Геотермальная электростанция в Нгауахе была бы чрезвычайно полезной, так как в этом районе нет других природных ресурсов, обеспечивающих получение электрической энергии. Здесь была пробурена одна скважина № 1, но полученные результаты оказались неблагоприятными для продолжения разведки. Температура на забое скважины (236°С) была значительно меньше измеренных температур на других участках. Скважина характеризовалась низкой производительностью, а в пароводяной смеси отмечалось высокое содержание газа. Несмотря на то что бурением обнаружены мощные непроницаемые породы кровли, возможно имеющие широкое распространение, продуктивные слои оказались с низкой проницаемостью. Маловероятно, чтобы при дальнейшем бурении, ниже отметки 535 м, в аргиллитах были обнаружены проницаемые породы.

Оракейкорако. Из четырех пробуренных скважин две были высокотемпературными, но только одна скважина ОК2 дала значительное количество пара при низком его содержании в пароводяной смеси. Графики температур указывают на их низкие величины на больших глубинах, а это, вероятно, свидетельствует о том, что поверхностные воды фильтруются вниз и разбавляют глубинный горячий флюид. Низкая концентрация хлора в продукции скважин подтверждает это предположение.

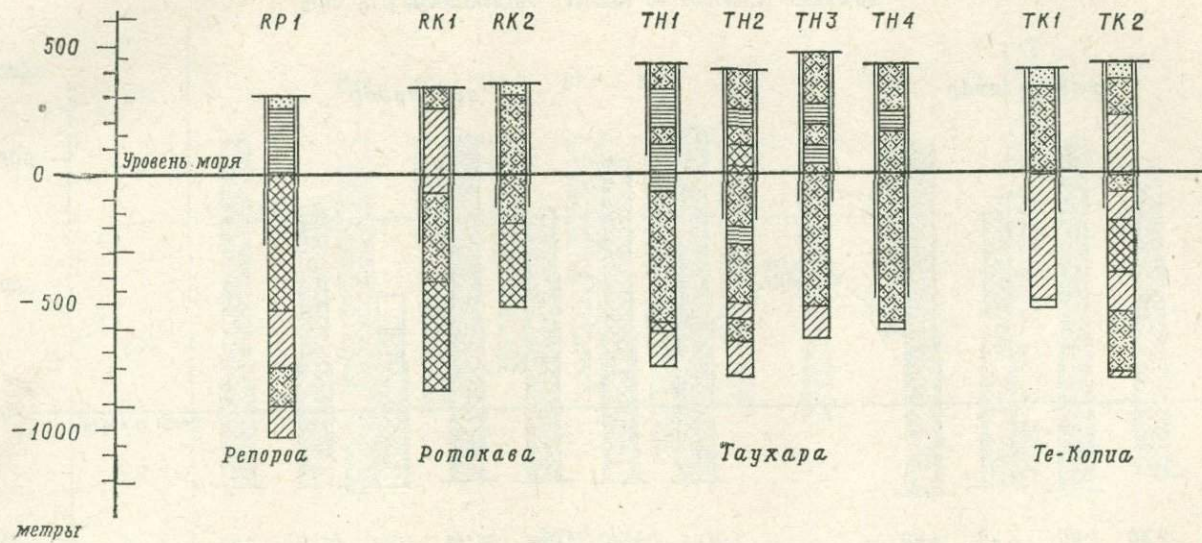
Ротокава. Высокие температуры были обнаружены в двух скважинах, пробуренных в Ротокава. Температура 306°С, которая





Фиг. 2. Геологические разрезы разведочных скважин.

1 — покровные пемзы; 2 — алевриты, аргиллиты; 3 — туфы, песчаники, брекчии; 4 — риолиты; 5 — игнимбриты; 6 — граувакки.



Фиг. 2. Продолжение

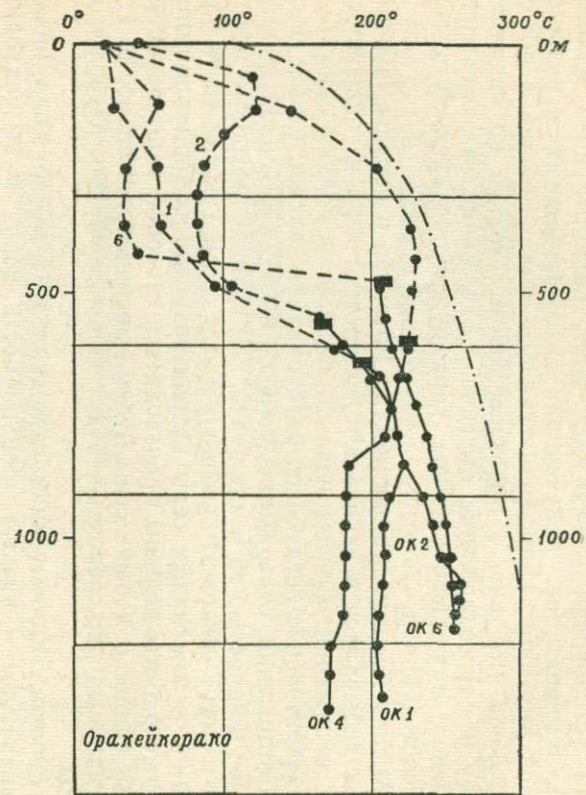
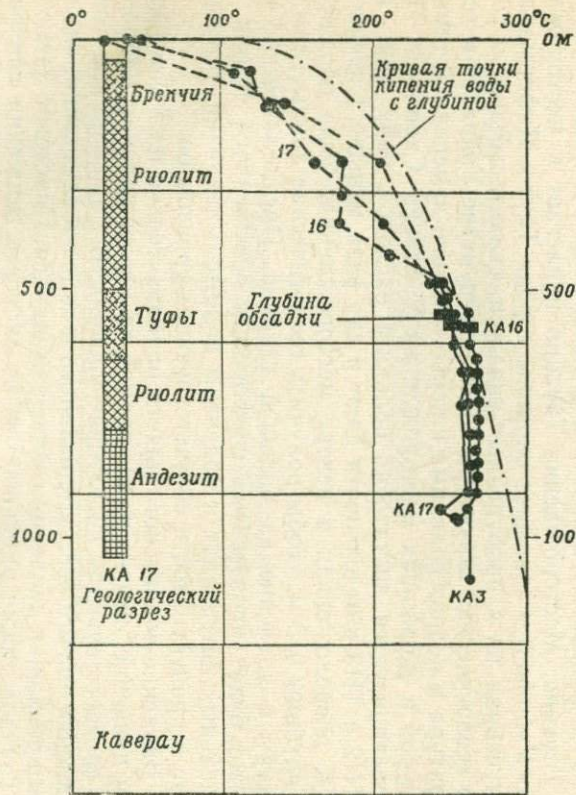
была установлена в скважине RK1, является пока наивысшей температурой, полученной в геотермальных скважинах Новой Зеландии. Производительность обеих скважин в общем одинакова (на фиг. 4 показаны данные только по скважине RK2) и паросодержание высокое. Содержание газа довольно большое, вмещающая толща характеризуется средней проницаемостью пород.

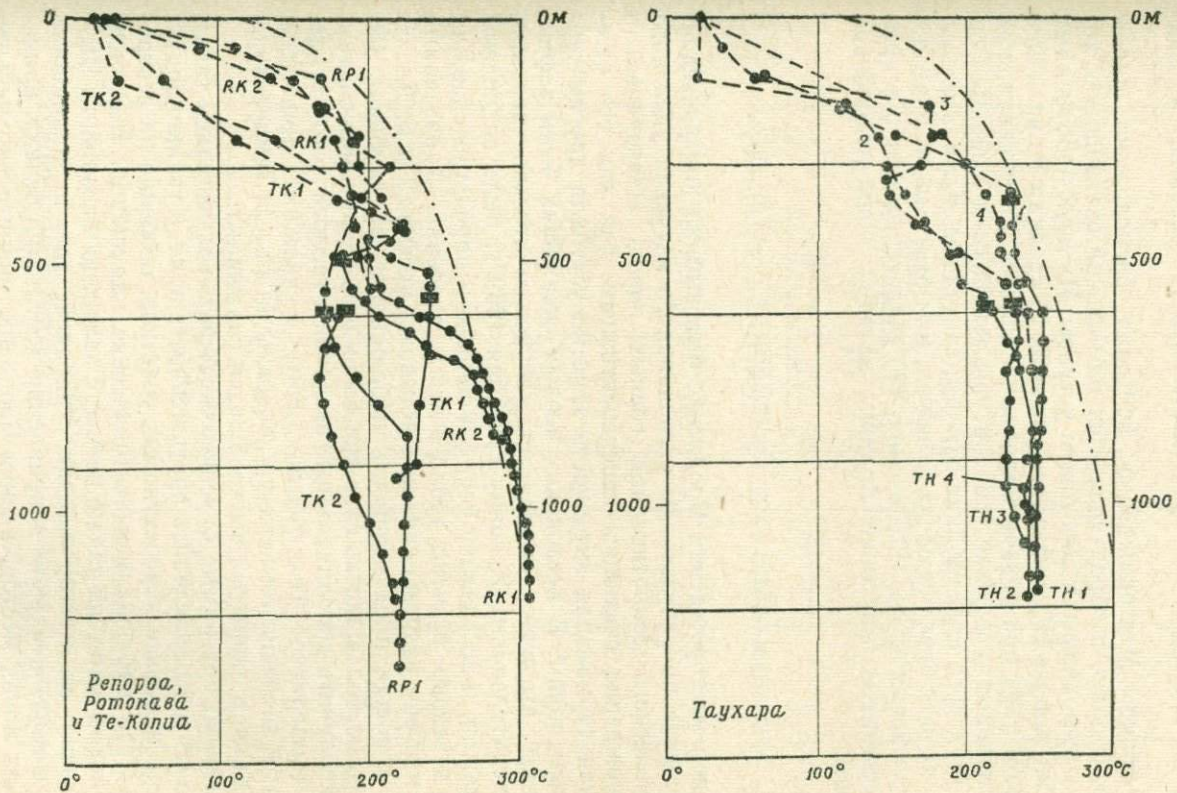
Между прочим, в окрестностях Ротокава в предшествующие годы добывалась в небольшом количестве сера из поверхностных отложений. Совсем недавно частная компания закончила предварительное неглубокое разбуривание залежи. Самые богатые отложения, содержащие в среднем 20% серы, наблюдаются в слое мощностью 30 м или более, под тридцатиметровым покровом и могут содержать свыше 6 млн. т серы. Так как часть площади с отложениями серы заходит в границы термоаномалии, горные работы должны производиться с особой тщательностью. Если вопрос о добыче серы будет решен положительно, то геотермальный пар, вероятно, будет использован для переработки руды.

Репороа. Единственная скважина RP1 обнаружила низкие температуры и низкую проницаемость пород и не подходила по своей производительности к условиям эксплуатации.

Таухара. Месторождение Таухара прилегает к месторождению Уайракей и занимает окраины города Таупо. Информация, полученная из 4 пробуренных скважин, свидетельствует о том, что геологическая структура подобна структуре Уайракей и температура в недрах сравнима с первоначально измеренной температурой в скважинах месторождения Уайракей. Скважина TH1 характеризуется достаточно большим расходом пара (фиг. 4), а TH2 и TH3 в отдельности дают в два раза меньше. Скважина TH4, расположенная в центре месторождения, была обсажена до глубины 915 м, чтобы получить геологические данные, температуру и давление на большей глубине. Предполагается, что позже будет произведена перфорация обсаженного ствола на отдельных интервалах и получены данные о давлении, температуре и продуктивности соответствующих горизонтов.

Давление водоносного пласта приблизительно на 7 атм выше, чем давление, обычно наблюдаемое на месторождении Уайракей на соответствующих по глубине уровнях. В Уайракей пластовое давление значительно уменьшилось в ходе эксплуатации, однако темп снижения давления сейчас замедлился. Пластовое давление в Таухара также уменьшается, но скорость снижения давления намного меньше, чем на месторождении Уайракей (даже в том случае, когда все скважины в Таухара были закрыты в течение продолжительного времени). Гидравлическая связь между двумя месторождениями пока не установлена. Представляется, что эта





Фиг. 3. Температуры в скважинах.

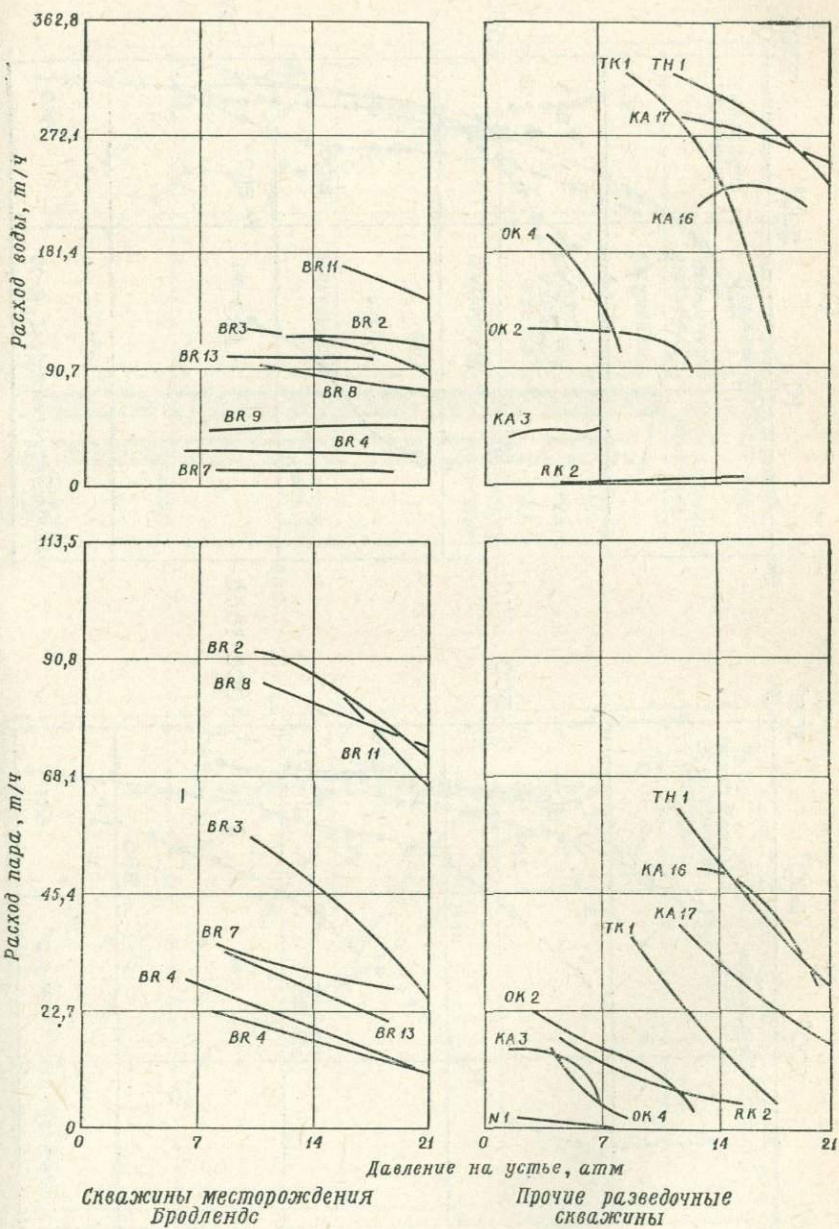
связь слабая и эксплуатация месторождения Таухара незначительно повлияет на производительность скважин в Уайракей.

Те-Копиа. Месторождение Те-Копиа расположено рядом с Оракейкорако и характеризуется термальной активностью, которая контролируется сбросовым уступом. Из двух пробуренных скважин только ТК1 оказалась удачной, со средним по величине расходом пара при низком паросодержании. В обеих скважинах максимальные и высокие температуры отмечаются в верхних частях структуры, а на глубине они незначительны. Керн, полученный в период бурения обеих скважин, или был сильно раздроблен, или носил следы скольжения, что свидетельствует о вскрытии трещинных зон ниже глубины посадки эксплуатационной колонны.

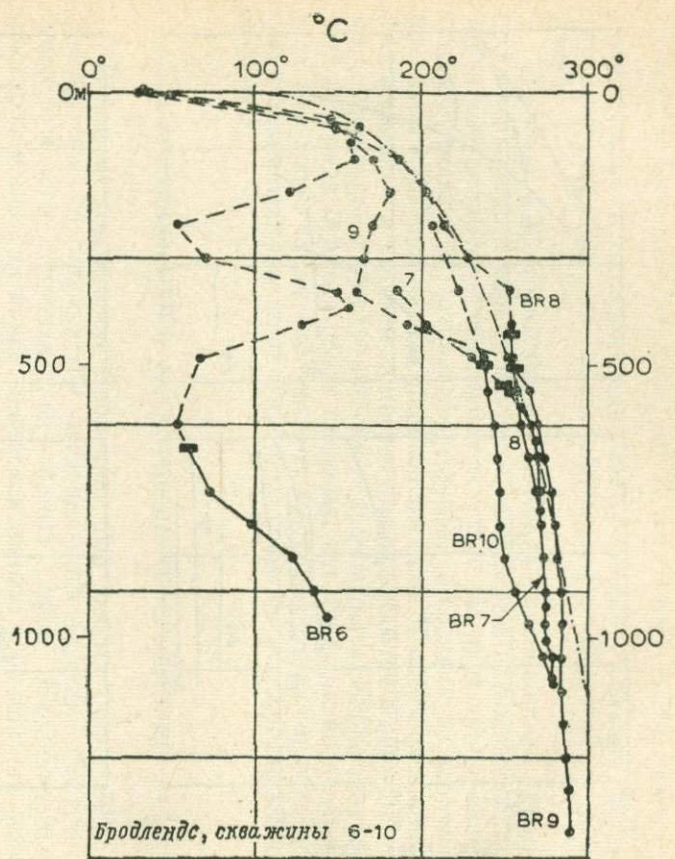
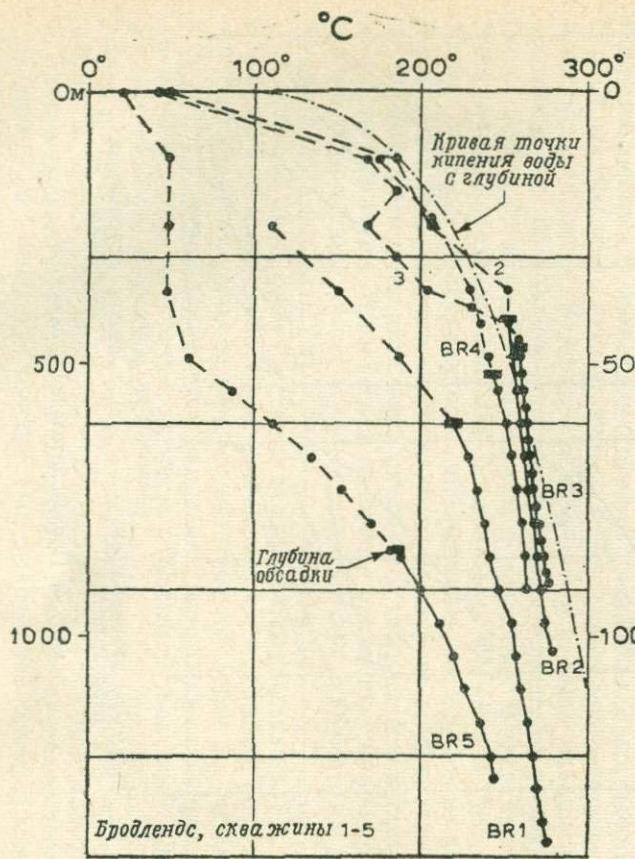
ГЕОТЕРМАЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ БРОДЛЕНДС

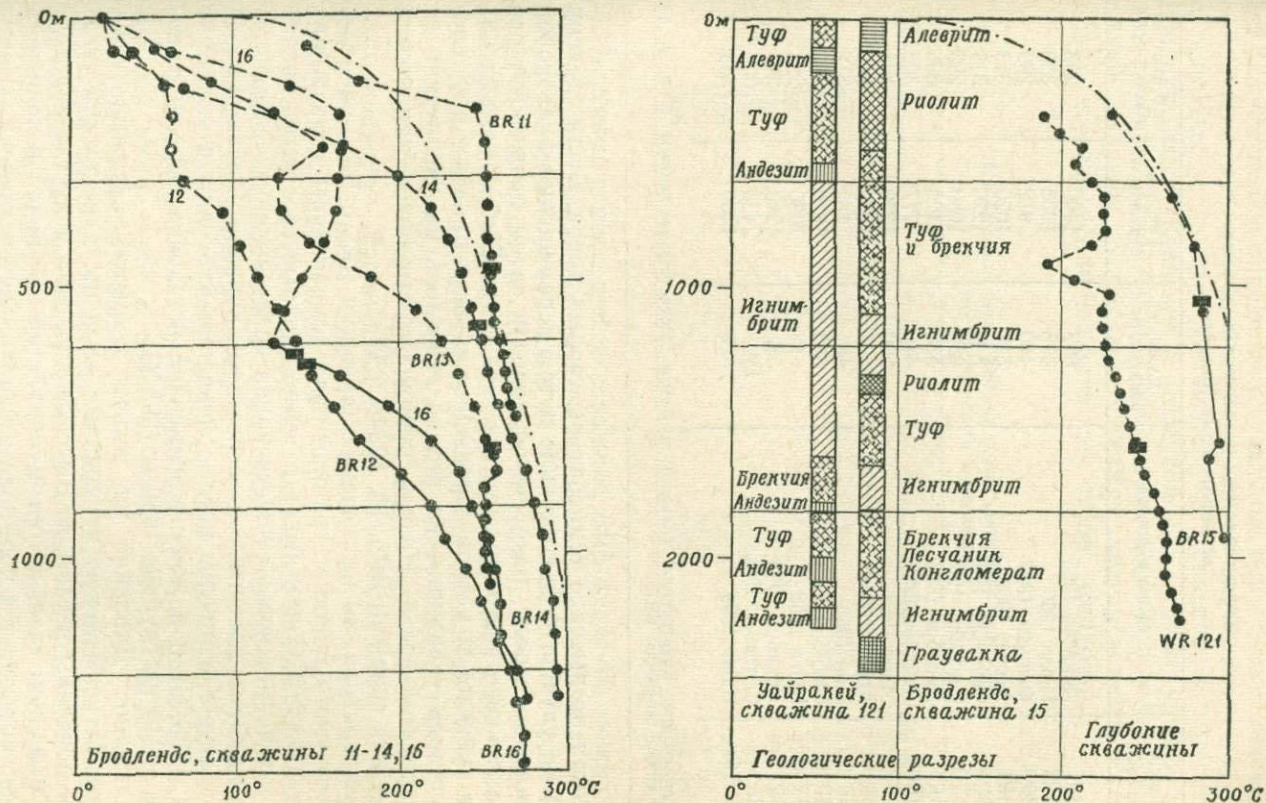
Район месторождения Бродлендс был выбран под разведочное бурение по результатам регионального изучения удельного электрического сопротивления горных пород. Первоначально месторождение считалось неперспективным, так как его естественная термальная активность заметно уступала другим термальным полям. В нескольких первых скважинах были зафиксированы высокие температуры и исключительно хорошая производительность. К концу сентября 1969 г. были закончены 16 скважин, и по анализу керна и обломкам породы из скважин было детально изучено геологическое строение. Характерные геологические разрезы скважин показаны на фиг. 2 и 5. Достаточно хорошая продуктивность наблюдалась на глубинах 456 и 760 м, но большинство скважин было пробурено глубже с тем, чтобы получить дополнительные сведения о геологическом строении и температуре. Технические данные о скважинах приведены в табл. 3, значения температур показаны на фиг. 5. Температуры измерялись в закрытых выстоявшихся скважинах.

Согласно программе бурения, скважины размещались таким образом, чтобы определить протяженность поля, а также продуктивность наиболее перспективных участков, особенно на северо-западе, где наблюдались тектонические нарушения. Нарушенность пород отмечена также на месте заложения скважины BR7. В отличие от месторождения Уайракей, где проницаемость пород в горизонтальном направлении достаточно велика, проницаемость пород месторождения Бродлендс значительно меньше, и продуктивность участков в основном зависит от пересечения скважиной разломов или трещин. Это выяснилось после бурения первой скважины (BR1), которая была малопродуктивной,



Фиг. 4. Производительность скважин.





Фиг. 5. Температуры в скважинах.

Таблица 3

**Характеристика разведочных скважин
месторождения Бродлендс**

Номер скважины	Время бурения	Глубина обсадки, м	Глубина бурения, м	Абсолютная отметка устья, м
BR1	Декабрь 1965	607	1400	293
BR2	Июль 1966	418	1035	300
BR3	Февраль 1967	470	912	299
BR4	Август 1967	517	1020	313
BR5	Сентябрь 1967	844	1270	318
BR6	Сентябрь 1967	654	1080	293
BR7	Декабрь 1967	538	1120	306
BR8	Декабрь 1967	445	777	302
BR9	Март 1968	500	1370	308
BR10	Апрель 1968	497	1085	302
BR11	Май 1968	485	762	311
BR12	Октябрь 1968	653	1370	293
BR13	Июль 1968	815	1080	292
BR14	Декабрь 1968	587	1280	297
BR15	Сентябрь 1969	1801	2420	304
BR16	Июнь 1969	627	1400	303

Примечание. Конструкция скважин в целом соответствует данным табл. 2, за исключением скважины BR15.

несмотря на высокие температуры горных пород. Была сделана попытка улучшить ее состояние путем перемещения фильтровой колонны по стволу, разрушения пород и затем неоднократного вертикального выпуска смеси из скважины. Выброс нескольких сотен кубических метров породы, несомненно, привел к расширению ствола скважины, но это не сказалось на увеличении ее производительности. Низкая проницаемость пород характерна также для скважин BR5, 10, 12, 14 и 16.

Температура. За исключением скважин BR5 и BR6, расположенных у юго-западной границы поля, температуры в скважинах достигают 270 °C или выше, а температурные градиенты указывают на возможность существования более высоких температур ниже глубины, достигнутой посредством бурения. Максимальные температуры отмечены после окончания проходки в скважине BR14 (295 °C) и в момент временной остановки бурения скважины BR15 на глубине 1950 м (298 °C).

Давление. Давление на устьях закрытых скважин очень велико. Максимальные измеренные значения для каждой скважины показаны в табл. 4. Высокое давление на устье обусловлено наличием газа, который собирается над водой и понижает уровень воды до тех пор, пока устанавливается давление. Изменения давления в скважине, регистрируемые манометром, про-

водились с целью определения давления водоносных пластов на различных глубинах, а также с целью восстановления давления в закрытых после выпуска скважинах. Давление на относительной плоскости сравнения с отметкой 456 м ниже уровня моря (на глубине около 750 м) дает возможность сопоставлять пластовое давление в различных частях месторождения и определять его изменение под влиянием отбора жидкости.

Таблица 4

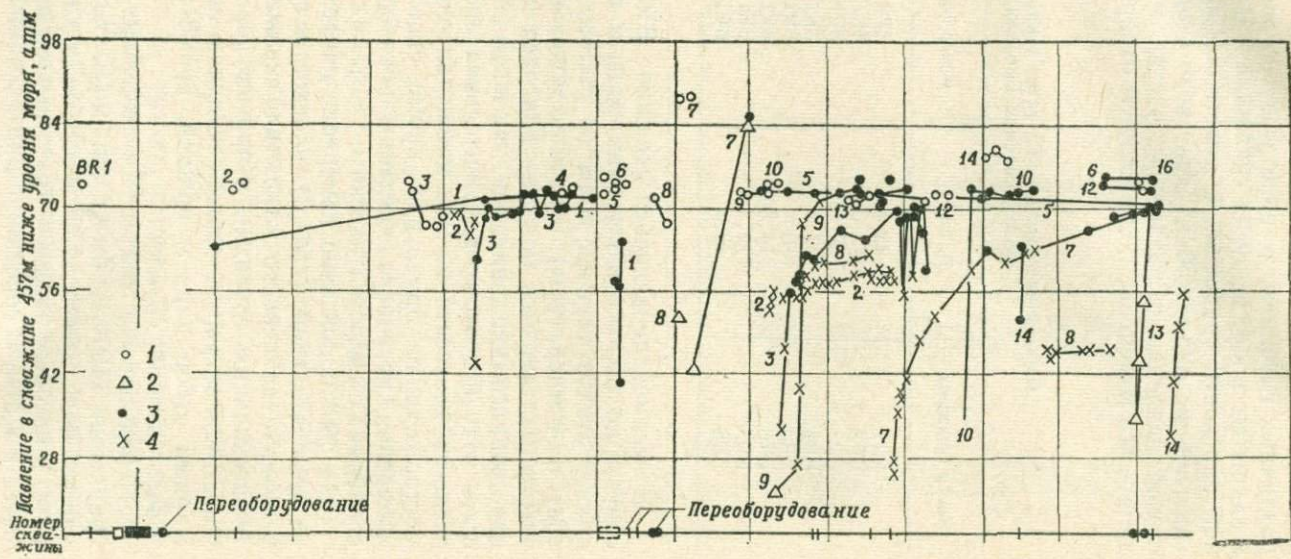
Избыточное давление на устье закрытых скважин
месторождения Бродлендс

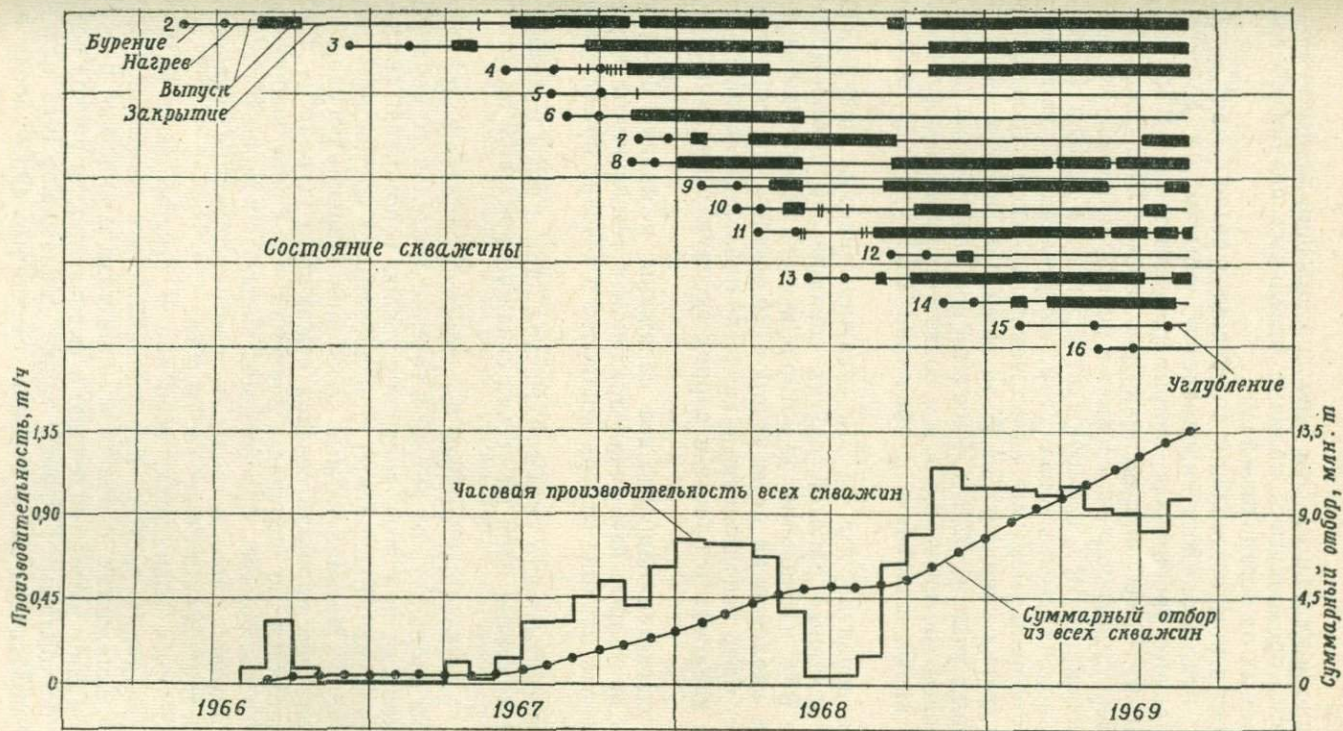
Номер скважины	P , атм	Номер скважины	P , атм
BR1	33,4	BR9	57,3
BR2	53,0	BR10	54,0
BR3	52,1	BR11	47,8
BR4	57,5	BR12	61,8
BR5	0	BR13	6,1
BR6	14,8	BR14	39,7
BR7	72,4	BR15	46,3
BR8	49,3	BR16	58,5

В несамоизливающейся скважине BR5 давление можно рассчитать по положению уровня воды и гидростатическому градиенту столба горячей воды (с учетом зависимости плотности воды от температуры). Как было показано в ранее проведенных экспериментах, этот опыт не пригоден для закрытых скважин, находящихся под давлением, так как газ (или пар) может замещать воду и поэтому действительная плотность водного столба остается неизвестной. Это наблюдалось во многих скважинах месторождения Бродлендс, кроме скважины BR5, в которой измерения истинного давления показали, что оно полностью совпадает с гидростатическим.

На фиг. 6 показано измерение давления водоносного пласта на относительной (456 м) плоскости сравнения в различных условиях: до первого открытия скважин, в период выпусков (в нескольких случаях) и при их периодических остановках. Фиг. 6 иллюстрирует также секундную производительность, суммарный отбор пара и воды и, кроме того, периоды бурения и эксплуатации скважин.

Перед первым открытием скважин давление на плоскости сравнения (456 м) было приблизительно одинаковым во всех частях поля (около 73,5 атм), за исключением скважин BR7 и 14, в которых давление было выше указанного соответственно на 14 и 7 атм. В соседних с ними скважинах BR10 и 16 давление





Фиг. 6. Давление в скважинах и состояние скважин месторождения Бродлендс.

было вполне нормальным. Эти довольно большие давления дают возможность предполагать наличие отдельных питающих зон, изолированных от остального поля.

В момент выпусков давление в скважинах резко падает, а при закрытии медленно восстанавливается, обычно не достигая первоначального уровня, как, например, в скважинах BR2, 3, 7, 8 и 9 (фиг. 6). Колебания давления в скважине BR3 свидетельствуют о неустановившихся условиях в период выпусков. Уровень воды в скважине BR5, измерявшийся с начала апреля 1968 г. еженедельно, свидетельствовал о том, что давление в водоносном пласте постепенно уменьшалось в течение выпусков пароводяной смеси из других скважин. За 17 месяцев (до августа 1969 г.) уровень воды упал на 32,8 м. Рассчитанное давление на плоскости сравнения достигло 69,8 атм и соответствовало измеренному в то же время давлению в скважине BR13 при ее полном закрытии.

Вполне вероятно, что на эти скважины влияют понижения уровня, вызванные работой других скважин, за исключением скважины BR6, наблюдения за которой не показывают заметных изменений давления на этом участке. Возможно, что скважина BR5 может быть использована в качестве наблюдательной за изменением давления в пласте в период эксплуатации западного поля.

Предполагается закрыть все скважины в начале 1970 г. и сделать повторные измерения давления и температуры с тем, чтобы оценить влияние отбора жидкости в течение предыдущих 2—2,5 лет.

Производительность скважин. Расход пара и воды и соответствующие давления пара на устьях скважин показаны на фиг. 4 и в табл. 5.

После опробования выпуск из скважин продолжался для того, чтобы наблюдать их режим в течение длительного периода; расход скважин при этом контролировался с помощью сужающего устройства (диафрагмы) при достаточно постоянном давлении на устье. Незначительные колебания давления регулировались изменением площади сечения сужающего устройства. Расход определялся по перепаду давления на конце выбросной трубы [3], а количество сбрасываемой воды — с помощью глушителей. Расходы пара и воды и соответствующие значения энthalпии показаны на фиг. 7а, 7б и 7в.

В некоторых скважинах, особенно с относительно низким дебитом, величина расхода пара колебалась в небольших пределах. В скважинах с большой производительностью расход пара, как видно, имеет тенденцию к уменьшению, а расход воды остается постоянным. Графики также показывают, что нельзя слишком полагаться на измерения, сделанные сразу после от-

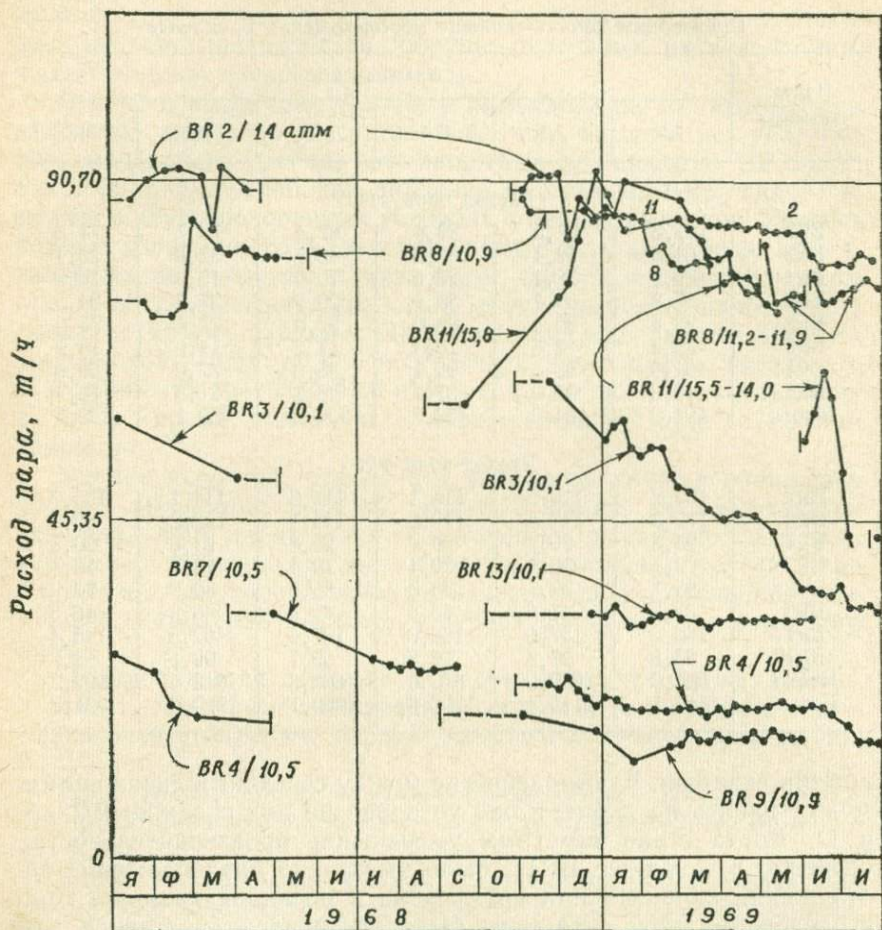
Таблица 5

Производительность скважин месторождения Бродлендс

Номер скважины	Давление, атм.					
	3,5	7,0	10,5	14,0	17,5	21,0
Расход пара, т/ч						
BR2	102,3	97,5	93,4	87,4	79,7	71,6
BR3	64,8	59,4	55,3	46,7	37,6	25,4
BR4	29,9	28,1	23,6	19,0	15,0	10,9
BR7	35,8	35,4	33,1	29,9	27,6	24,5
BR8	93,4	89,2	86,0	82,0	77,4	73,0
BR9	25,4	23,6	20,4	17,2	14,0	10,9
BR11	102,9	95,5	90,1	85,6	77,0	66,6
BR13	40,3	35,8	31,7	26,7	21,8	16,8
Итого	494,8	464,5	433,6	394,5	350,1	299,7
Расход воды т/ч						
BR2	105,2	110,0	114,1	116,8	114,1	108,7
BR3	112,3	117,8	119,6	114,1	113,2	88,0
BR4	25,8	26,7	26,7	25,8	23,6	20,8
BR7	9,5	10,0	10,4	10,4	10,4	10,4
BR8	85,7	89,7	93,0	86,5	80,3	73,9
BR9	39,8	41,6	43,4	45,3	46,3	46,3
BR11	150,2	157,6	163,0	167,6	162,5	145,4
BR13	93,8	97,5	99,8	99,1	99,1	98,7
Итого	622,3	650,9	670,0	665,6	649,5	592,2
Всего	1117,1	1115,4	1103,6	1060,1	999,6	891,9

крытия скважин. Взаимодействие между соседними скважинами может влиять на дебит, и оно установлено для скважин BR2, 8 и 11. Когда стало заметным уменьшение производительности, особенно в скважине BR11, было высказано предположение об отложении кальцита или кремнезема в обсадной колонне. При исследовании этой скважины была установлена частичная закупорка скважины на глубине от 450 м до фильтровой колонны. При извлечении разбуренной пробки и фильтра обнаружено интенсивное отложение кальцита. Отложение кальцита предполагается также в скважинах BR2, 3 и 8, но еще не исследовано. Во время эксплуатации, вероятно, потребуется регулярное удаление отложений кальцита.

Химический состав пара и воды. Содержание газа в паре и разгружающейся воде сравнительно высокое и почти в 20 раз больше, чем на месторождении Уайракей. Газ в основном представляет собой углекислоту, содержащую около 1,5% H_2S и незначительные количества других газов. Содержание газа, выраженное в процентах (по весу) к получаемому пару при давлении 10 атм, колеблется от 3 до 8%, за исключением скважины BR3,



Фиг. 7а. Расход пара из скважин месторождения Бродлендс.

в которой оно первоначально составляло 16%, а затем увеличилось до 20%. Среднее содержание газа для всех скважин было равно 6—7%. Свободный газ (а также пар), несомненно, существует в породах, и, вероятно, его содержание будет уменьшаться при эксплуатации.

Химические компоненты, растворенные в воде, относятся к типичным для геотермальных площадей. Основные трудности в период эксплуатации представляют, вероятно, отложения кальцита в скважинах и отложения кремнезема в дренажах отработанных горячих вод.

составляет около 40% по весу от общего расхода скважины, использование вторичного пара, отделенного от горячей воды, вряд ли будет экономичным, даже если мощность будет увеличена на 14%. Если в будущем произойдет расширение производства, возможно, потребуются градирни, так как загрязнение реки конденсатом пара недопустимо. Благодаря высокому содержанию газа в паре конденсатор, вакуум в котором создается с помощью охлаждающих башен, не будет менее эффективен, чем конденсатор, охлаждаемый речной водой.

ГЛУБОКИЕ СКВАЖИНЫ

Две глубокие скважины были пробурены, чтобы изучить продуктивность соответствующих горизонтов, в которых предполагались высокие температуры, и расширить представление о геологическом строении и давлениях на глубине. Одна скважина WR121 пробурена в Уайракей и другая BR15 на месторождении Бродлендс. Применяемый буровой инструмент отвечает условиям бурения до глубины 2280 м. В табл. 6 даны диаметры и глубины обсадки скважин, а на фиг. 5 показаны обобщенные геологические разрезы и термограммы.

Таблица 6

Конструкция обсадки скважин WR121 и BR15¹

Диаметр обсадных труб и фильтров (Ф), мм	Длина обсадных колонн и фильтров, м (от и до)			
	проектная		фактическая	
	WR121	BR15	BR121	BR15
559	0—60	0—60	0—52	0—55
457	0—230	0—230	0—219	0—158
340	0—640	0—700	0—542	0—461
245	0—1370	0—1370 ¹	0—880	0—1065
194 (Ф)	1370—2285	1370—2130 ¹	—	—
178	—	—	528—1600	990—1800
114 (Ф)	—	—	1580—2247	—
89 (Ф)	—	—	—	1540—2164
Абсолютная отметка устья, м			443,4	304,0
Глубина, м			2254	2418

¹ С цементированием всей колонны.

Скважина WR121. На месторождении Уайракей наилучшая продукция была получена из скважин, достигающих или вскрывающих игнимбриту, которые приурочены к зонам разломов. До сих пор игнимбриту были вскрыты только одной скважиной,

расположенной к северу от основной продуктивной площади. Эта скважина глубиной 1783 м вскрыла 228-метровую толщу игнимбритов, подошва которых залегает на глубине 960 м (488 м ниже уровня моря). Под игнимбритами залегают с наклоном пемзовые брекчии. На собственно продуктивном участке самая глубокая скважина пробурена до 1220 м (810 м ниже уровня моря), и ею вскрыта толща игнимбритов на 518 м.

Скважина WR121 была пройдена в декабре 1968 г. Она расположена на западном окончании продуктивного поля, примыкающего к разлому. При планировании обсадки скважины предполагалось выяснить возможность полной потери циркуляции на глубине в период бурения и выхода высокотемпературного флюида из верхней проницаемой зоны. Вторжение этого горячего флюида в слои на более высоком уровне, в частности на глубине около 600 м или выше, может быть причиной выброса. Проект обсадки поэтому предусматривал удлинение обсадной колонны до глубины 640 м.

Однако сильная потеря циркуляции в период бурения до глубины 610 м не позволила провести посадку колонны на запланированную глубину 640 м. Аналогичные потери циркуляции наблюдались и в более глубоких горизонтах. Таким образом выявилась необходимость изменить проект обсадки, т. е. установить специальную колонну и фильтр меньшего диаметра (табл. 6). Ниже башмака обсадной колонны диаметром 178 мм все еще отмечалась основная потеря циркуляции, особенно в интервале 1670—1706 м и на глубине 2225 м. Подошва игнимбритов (мощностью 1020 м) была достигнута на отметке 1190 м ниже уровня моря.

Вслед за окончанием обсадки проводились различные испытания скважины. Установившиеся температуры показаны на фиг. 5. Максимальная температура 274 °С зарегистрирована на забое скважины. Геотермический градиент указывает на вероятность более высоких температур на большей глубине. В этой части поля наивысшие температуры, измеренные в скважинах перед эксплуатацией, достигли 250 °С на глубинах больше 762 м.

Опыты на скважинах по откачкам воды с различными расходами показали, что проницаемость горных пород низкая. Давление пласта на глубине является в основном гидростатическим и достаточно близко сопоставляется с давлениями, измеренными в скважинах на глубинах 600—900 м. Большие потери циркуляции, которые отмечались в период бурения, обусловлены, несомненно, большой разницей между давлением бурового раствора и пластовым давлением (по крайней мере 49—63 атм в забойной части скважины). Вследствие низкой проницаемости и умеренной температуры скважина характеризовалась небольшим пульсирующим расходом.

Эта скважина значительно расширила наше представление о геотермальной системе Уайракей. Она показала, что на этом участке не отмечается аномально высокого пластового давления на глубине, температуры небольшие и, если только не встречаются хорошо проницаемые породы в сочетании с зонами трещин или разломов, возможности высокой производительности скважин неблагоприятны.

Скважина BR15. На месторождении Бродлендс эта скважина была пробурена в сентябре 1969 г. Потери циркуляции в процессе ее бурения также потребовали изменения проекта обсадки (табл. 6). Была достигнута общая глубина 2418 м, но, к сожалению, в скважину был упущен рабочий снаряд — коронка и часть бурильных труб, которые нельзя было извлечь. Оказалась возможной, однако, посадка фильтра рядом с бурильной трубой на глубину до 2164 м.

В период временной остановки бурения перед спуском обсадной колонны диаметром 178 мм была измерена температура (фиг. 5). Ее максимальное значение составляет 298 °C на глубине 1935 м. Хотя наблюдения и оценки будут проведены после окончания бурения, предварительное определение пластового давления на глубине при сравнении с давлением на более высоких уровнях в соседних скважинах указывает на его увеличение за счет нормального гидравлического градиента.

Забой скважины BR15 вошел на 122 м в граувакковую толщу, рассматриваемую как фундамент. Подобные отложения были встречены скважинами BR7, 10 и 16, но на 900—1200 м выше. Граувакковые отложения, вероятно, непроницаемы, за исключением случаев их трещиноватости при пересечении сбросами или изверженными породами.

ГЕОТЕРМАЛЬНОЕ РАЗВИТИЕ В КАВЕРАУ

Возможность использования геотермального пара на проектируемой бумажной фабрике явилась основной причиной геотермальных изысканий в Каверау еще с 1952 г. При выборе места Каверау имело преимущество в связи с наличием природных источников пара и возможностью его выгодной добычи. К этому времени в Уайракей разведочное бурение велось уже два с лишним года и обещало хорошие результаты, что способствовало началу бурения в Каверау. В результате этот участок был окончательно выбран для местоположения фабрики.

В настоящее время здесь уже используется около 180 т/ч геотермального пара в технологическом процессе и для выработки небольшого количества электрической энергии.

Геотермальный пар доставляется к фабрике при давлении 7 и 14 атм. Скважины дают пароводяную смесь при энтальпии

240 и 350 ккал/кг, причем пар отделяется в обычных циклонных сепараторах. При давлении в сепараторе 7 атм из воды, поступающей под давлением 14 атм, выделяется дополнительное количество пара. Ниже в общих чертах рассматривается развитие геотермального поля, а более детальное описание проекта дано Уилсоном [6]. На фиг. 8 показано расположение парового поля и промышленных объектов.

Период 1952—1955 гг. Наиболее активные термальные участки лежат к западу от реки Таравера, но так как предприятия должны были разместиться на равнине к востоку от реки, бурение проводилось первоначально на обоих берегах. Три скважины небольшого диаметра КА1, КА4 и КА5 (табл. 8) были пробурены до глубины 425—500 м станком легкого типа с номинальной глубиной бурения 450 м.

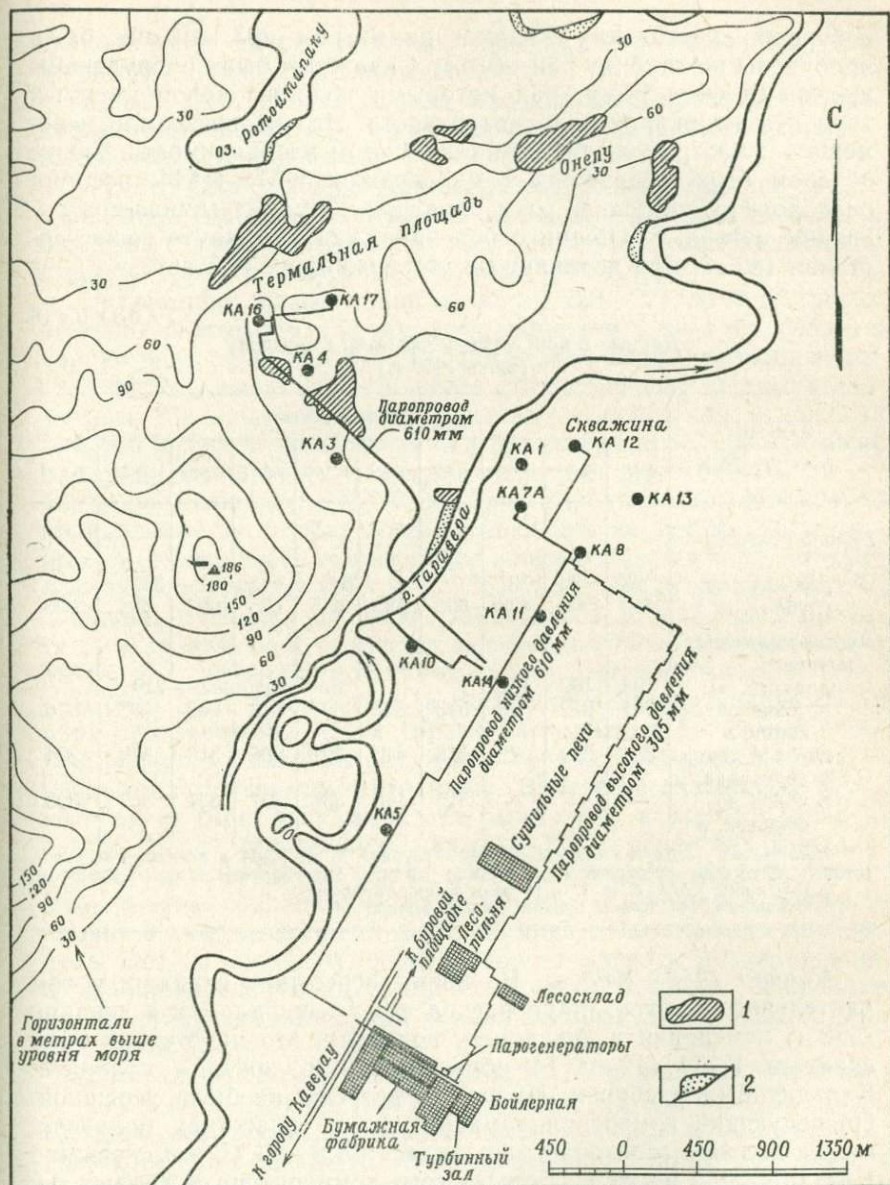
Таблица 7

Производительность скважин месторождения Каверату

Давление на устье, атм	Расход пара, т/ч	Расход воды, т/ч	Суммарный расход, т/ч	Паросодержание, %
<i>Скважина КА1</i>				
3,5	8,2	9,1	17,3	47,3
4,2	7,7	9,5	17,2	44,8
5,6	6,7	10,1	16,8	39,9
7,0	5,6	10,3	15,9	35,4
8,4	4,6	9,7	14,3	32,4
9,8	3,6	8,5	12,1	30,0
11,2	2,6	6,6	9,2	28,6
<i>Скважина КА4</i>				
3,4	3,6	7,7	11,3	32,0
4,2	3,6	8,1	11,7	30,8
4,9	3,2	7,7	10,9	29,2
5,6	2,7	7,2	9,9	27,3
6,3	2,3	6,8	9,1	25,0

Расходы, полученные из этих двух скважин, даны в табл. 7. Температуры в скважинах были довольно высокими, наивысшие температуры — 253° и 226°С — отмечены соответственно в скважине КА4 на глубине 495 м и в скважине КА1 на глубине 396 м. Скважина КА5 не дала пароводяную смесь вследствие низкой температуры, максимальное ее значение составляет 114°С на глубине 180 м и только 85°С на забое. Полученные результаты были достаточно обнадеживающими для бурения более глубоких скважин.

Период 1956—1957 гг. Компания «Тасман» закупила оборудование для бурения до глубины 1500 м и заключила контракт



Фиг. 8. План геотермального поля Каверая.

1 — участки парящего грунта или паровых струй, отлагающих серу; 2 — разгрузка горячей воды в озеро или реку.

о бурении нескольких скважин диаметром 203 мм; они были пробурены на глубину 530—610 м. Скважины были оборудованы щелевыми фильтрами, над которыми колонны водоподъемных труб цементировались до поверхности. Это не позволяло перемещать фильтр, если бы возникла в этом необходимость. Таким образом были сооружены семь скважин КА7—КА14; все они расположены восточнее реки Таравера. Параметры скважин показаны в табл. 8. Общий отбор пара, как упомянуто выше, составил 180 т/ч при давлении на устье скважин 10,5 атм.

Таблица 8

Данные о конструкции скважин в Каверау
(июнь 1960 г.)

Элементы конструкции	Номер скважины									
	КА1	КА4	КА5	КА7	КА8	КА10	КА11	КА12	КА13	КА14
<i>Буровая скважина:</i>										
диаметр, мм	98	98	137	Все скважины —		311
глубина, м	450	500	428	605	585	635	625	623	604	620
<i>Эксплуатационная колонна:</i>										
диаметр, мм	102	102	152	Все колонны —		219
глубина опускания, м	304	372	78	593	567	607	600	608	537	576
глубина цементирования, м	304	372	78	478	447	322	305	318	342	294
глубина до фильтра, м	—	—	—	515	488	336	307	331	357	308

Примечания. 1. Другие скважины: КА2 — глубина 75 м; КА6А в поселке Каверау — глубина 62 м; КА9 — оставлена при глубине 120 м; КА15 — заложена, но не бурилась.
2. Скважины КА7А, 8, 10, 12 и 14 были затем углублены.
3. Скважины КА3, 16 и 17 бурились позднее (табл. 9).

Период 1958—1960 гг. Во время испытания скважин путем длительного выпуска пара расход его уменьшился, а в декабре 1958 г. измерения в скважинах показали, что на стенках труб скважин КА11, 12 и 14 образовались отложения кальцита. Кальцит был разбурен, но работа все еще не была успешной. Последующие измерения температуры в скважинах показали, что за полтора года она уменьшилась на 6—16 °С, а в скважине КА8 за 4 года на 20 °С. Больше того, температурные градиенты, хотя и резко возрастающие к забоям скважин, свидетельствовали о вторжении более холодных вод в продуктивные горизонты. Последнее обстоятельство рассматривалось в качестве основной причины уменьшения расхода, но было также уделено внимание возможности отложения кальцита в фильтрах и продук-

тивной толще вокруг скважин. Предполагать уменьшение пластового давления не было оснований.

Кроме того, в этот период продолжались работы по прокладке паропроводов и установке оборудования для использования продукции скважин.

Период 1960—1969 гг. Анализ имеющихся материалов привел к решению углубить некоторые скважины, и для этой цели были выбраны скважины КА7А, 8, 12 и 14. Работы осуществило Министерство труда в последнем квартале 1960 г. [2].

Углубление скважин проведено на 220—374 м. Фильтровые колонны диаметром 152 мм устанавливались внутри обсадных колонн диаметром 203 мм с продолжением перфорированных частей фильтровых колонн в ранее установленные фильтры диаметром 203 мм. Углубленные скважины пересекли отложения брекчий и туфов, до которых они доходили ранее, прошли ниже их толщу андезитов и вскрыли отложения игнимбритов. За исключением скважины КА12, которая характеризовалась низкой проницаемостью пород, углубление оказалось весьма эффективным. Максимальные температуры в четырех скважинах, которые изменялись ранее от 240 до 262 °С, увеличились до 271—285 °С. Давление в скважинах также увеличилось до 9,45 атм и превысило эквивалентное гидростатическое давление. Это указывает на то, что скважинами захвачен более глубокий горизонт.

Когда была вновь открыта скважина КА8, она давала 66 т/ч пара при давлении 14 атм (кроме расхода воды) — самый большой расход в Новой Зеландии в то время. Скважины КА7А и 14 были также очень продуктивными. Вместе со скважиной КА10, которая не была углублена, они были сразу введены в эксплуатацию. Через три месяца скважина КА14 перестала фонтанировать, но заработала вновь после некоторого периода покоя. Этот режим сохраняется до сих пор с удлинением периодов излива в последнее время до 18 месяцев и остановками на 6 недель. Это, по-видимому, обусловлено истощением локального резервуара горячей воды, сопровождаемым большим снижением давления. В течение первых восьми месяцев 1969 г. расход пара составлял 11 т/ч.

Отложения кальцита в скважине КА10 постепенно сокращали ее дебит, и с 1960 по 1967 г. скважина 4 раза разбуривалась. Каждый раз достигалось увеличение расхода, но полного его восстановления не было из-за отложения кальцита в щелях фильтра. Попытка очищения разбавленной соляной кислотой дала небольшой эффект. Углубление до 1003 м и установка фильтра не улучшили дело из-за низкой проницаемости пород. Первоначально скважина давала 23 т/ч пара, но с пульсацией и падением расхода до нуля после 3,5 месяца эксплуатации. После короткого периода закрытия расход установился в среднем

9 т/ч в течение 10 месяцев, что было связано с увеличением давления в главном паропроводе, обусловленным приростом расхода других скважин.

Отбор можно было бы увеличить уплотнением цементной заливки за обсадной колонной диаметром 219 мм, чтобы воспрепятствовать движению флюида вниз по кольцевому зазору от колонны к фильтру. Такое движение, как полагают, происходит, когда скважина фонтанирует, и таким образом понижается температура более нагретого флюида, поступающего на глубину. К этому выводу можно прийти на основе сравнения данных о давлении в скважине и температурных замеров во время ее покоя и действия.

Отбор пара из скважины КА8 после углубления постепенно снизился до 36,3 т/ч в 1964 г., а расход скважины КА7 уменьшился с 19,5 до 18,1 т/ч за это же время. Отложения кальцита были извлечены, и отбор пара из скважины КА8 увеличился до 85 т/ч при давлении 14 атм. Четыре месяца спустя расход установился 79,4 т/ч, и в добавление к этому 15,9 т/ч пара было получено из отделенной от смеси горячей воды в связи с эффектом вскипания при уменьшенном давлении. Вторичный пар подавался в паропровод с давлением 7 атм. В настоящее время общий отбор пара из скважины КА8 достигает 72,6 т/ч, и это уменьшение, вероятно, обусловлено отложением кальцита. С тех пор как скважину КА7А стали очищать от кальцита, расход пара колебался от 25 до 27 т/ч с января 1968 г. до июня 1969 г., а затем внезапно упал до 13,6 т/ч.

Так как при углублении скважин была достигнута хорошая степень надежности, компания решила продолжить бурение, и в 1967 г. Министерством труда были пробурены три более глубокие скважины КА3, 16 и 17. Они бурились к западу от реки вблизи сброса и ближе к предполагаемому центру термального поля, хотя этот участок расположен на значительном удалении от фабрики. Эти скважины должны были дать также ценные сведения относительно протяженности поля и возможности его более интенсивной эксплуатации. К востоку от реки большая производительность скважин КА7А и КА8 наводит на мысль о близости сброса, однако непосредственно он не обнаруживается из-за развития пемзовых аллювиальных отложений.

В табл. 9 помещены данные этих скважин, а их расположение показано на фиг. 8. Обобщенный геологический разрез скважины КА17 дан на фиг. 3. Скважина КА3 достигла подошвы андезитов на глубине 760 м, ниже которой залегает переслаивающаяся толща брекчий и риолитов.

Температуры во всех трех скважинах были довольно высокими (фиг. 3). Скважины КА16 и 17 оказались высокопроизводительными, а расход скважины КА3 был небольшим вследствие

Таблица 9

Характеристика скважин в Каверау

Номер скважины	Глубина, м	Эксплуатационная колонна		Диаметр открытого ствола, мм	Диаметр фильтровой колонны, мм
		диаметр, мм	глубина, м		
КА3	1092	219	565	194	168
КА16	972	219	571	194	168
КА17	1033	219	590	194	168

Примечание. Фильтровые колонны могут перемещаться и устанавливаются во всем открытом стволе скважины; они характеризуются наличием трех щелевых разрезов размерами 41×2 см на 1 м трубы.

слабой проницаемости вскрытых отложений. Расходы пара и воды при различных давлениях на устье измерялись в конце 1967 г. и показаны графически на фиг. 4. Работа по установке устьевого оборудования и нового паропровода диаметром 610 мм, соединяющего скважины КА16 и КА17 со всей системой, была завершена к апрелю 1968 г. С этого времени отбор пара колебался, а расход скважины КА17 значительно уменьшился. Может быть, это было следствием отложения кальцита или взаимодействия со скважиной КА16. Скважина КА3 не соединялась с другими из-за недостаточного расхода. Ее производительность составила 9 т/ч. Современная примерная производительность всех скважин показана в табл. 10.

Таблица 10

Отбор пара из скважин Каверау (август 1969 г.)

Номер скважины	Давление, атм	Расход пара, т/ч
КА7А	7	13,6
КА8	14	59,0
КА8	7	13,6
КА14	7	10,9
КА16	7	56,6
КА17	7	13,6

Примечания. 1. Давления на устьях скважин иногда бывают выше, чем показано, вследствие падения давления в паропроводах.

2. В скважине КА8 при давлении 7 атм происходит дополнительное отделение пара.

Использование пара в Каверау. Геотермальный пар содержит около 2,5% по весу неконденсируемых газов, из которых 91% представляет собой углекислый газ, а остаток в основном состоит из сероводорода. Экспериментальные наблюдения показали, что в отсутствие кислорода не возникало трудностей из-за

коррозии и углеродистая сталь оказалась подходящим материалом, но такие детали, как крышки сальников, болты сальников, крышки вентиля и штоки обычно изготовлялись из нержавеющей стали.

Паропровод диаметром 305 мм производительностью 36,3 т/ч транспортирует пар от скважины КА8 при давлении в 14 атм. Линия низкого давления с пропускной способностью 145 т/ч доставляет пар от всех других скважин при давлении 7 атм. Линии диаметрами 203, 305 и 406 мм соединяют скважины с главными паропроводами. Все трубы покрыты изоляцией толщиной 51 мм из асбеста и 85 %-ной окиси магния, за исключением самых последних линий к западу от реки, которые изолированы просмоленным стекловолокном. Изоляция предохраняется покрытием из алюминиевых полос. Трубы опираются на ролики или скользящие пластины и крепятся в подходящих точках. На паропроводах созданы компенсаторы коленного и объемного типов. В частности, чтобы компенсировать расширения на паропроводе диаметром 610 мм к западу от реки, проектируются два коленообразных изгиба с радиусом 45 м. Две системы паропроводов соединены на каждом конце паропровода высокого давления, чтобы сбрасываемый излишек пара высокого давления использовался при низком давлении.

Установлены два парогенератора, дающие чистый пар, которые вливаются в магистрали, чтобы пополнить пар бойлерной. Геотермальный пар пропускается через теплообменник (змевик) в парогенераторы, один из которых дает 25 т/ч чистого пара при давлении 10,5 атм, а другой — 20 т/ч при давлении 3,5 атм. Питающая вода для этих агрегатов подается из бойлерной установки через нагреватели, в которых она нагревается конденсатом геотермального пара перед входом в корпус генератора.

Кроме вырабатываемого для фабричных процессов чистого пара, геотермальный пар используется и непосредственно. Он применяется для сушки лесоматериалов, в оборудовании для сортировки бревен, для восстановления форсунок в бойлерах и масляных радиаторов и для выработки электрической энергии.

Геотермальный пар, оставшийся после удовлетворения потребностей фабрики, вращает при давлении 7 атм турбогенератор переменного тока мощностью 10 МВт с выбросом пара без конденсации в атмосферу. Свыше 45 т/ч отработанного пара поступает в масляный испаритель, где пар конденсируется. Турбогенератор работает параллельно с другими агрегатами, питающимися паром от бойлера и электроэнергией от внешних источников энергоснабжения. Если эти агрегаты не будут в состоянии использовать пар, то в потреблении пара геотермальная турбина

имеет преимущество. Чтобы производить все количество требуемой энергии, потребуется минимальный расход пара 145 т/ч.

Несомненно, геотермальное тепло может использоваться более эффективно для целей теплоснабжения, чем для получения электрической энергии, и Каверау служит этому хорошим примером. В целях экономического обоснования эксплуатации месторождения необходимо определить весь его потенциал. Возможно, что полное использование расхода скважин KA16 и 17 может быть осуществлено передачей по существующему паропроводу (диаметром 610 мм) пароводяной смеси к сепараторам, расположенным вблизи восточного конца линии. Для этой цели необходимо zaproектировать паропровод, выдерживающий давление 21 атм. Скважины должны эксплуатироваться при более высоких давлениях по сравнению с установленными сейчас, и должно значительно увеличиться общее количество вторичного пара, отделяемого от горячих вод. Результаты будут зависеть также от экспериментально обоснованных возможностей транспортировки пароводяной смеси.

Список литературы

1. *Dench N. D.*, Investigations for geothermal power at Waiotapu, New Zealand, U. N. Conf. on New Sources of Energy, Rome, 1961.
2. *Dench N. D.*, Reconditioning of steam bores at Kawerau, N. Z. Engineering, 17, 353, 1962.
3. *James R.*, Measurement of steam-water mixtures discharging at the speed of sound to the atmosphere, N. Z. Engineering, 21, 437, 1966.
4. *McKenzie G. R.*, *Smith J. H.*, Progress of geothermal energy development in New Zealand, Proc. 8th World Power Conf., Moscow, 1968.
5. *Smith J. H.*, Power from geothermal steam at Wairakei, New Zealand, Proc. 6th World Power Conf., Melbourne, 1962.
6. *Wilson R. D.*, The development of geothermal steam resources. J. tech. Ass. austral. New Zealand Pulp Paper Indus., 23, 28, 1969.

ПОПЫТКА ОЦЕНКИ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ В ЯПОНИИ

Т. Ногучи

ВВЕДЕНИЕ

Имеется несколько примеров оценки ресурсов геотермальной энергии путем подсчета запасов тепла в районах геотермальной активности или тепловой энергии, аккумулированной в нагретых породах. Автор пытается оценить эти ресурсы иначе, учитывая энергию пара, содержащегося в магматических очагах. Однако, из-за того что многие факторы не известны, при такой постановке вопроса необходим ряд допущений.

В Японии известно около 200 четвертичных вулканов. Допустим, что в районе каждого из них существует только один скрытый магматический очаг и что такие очаги возникают через одинаковые промежутки времени. Если принять общую продолжительность периода образования 200 очагов в 10^5 лет, предполагаемый интервал времени при последовательном возникновении очагов составит 500 лет.

Примем, что начальная температура в очаге равна 1200°C и что она линейно уменьшается до 900°C в результате разгрузки магматического пара с постоянной интенсивностью. В действительности пар будет генерироваться даже при температуре ниже 900°C , если подземные воды имеют доступ к очагу, но анализ этого осложняющего обстоятельства не входит в нашу задачу. Когда при понижении температуры расплавленная магма затвердевает, она выделяет пар в количестве до 5% по весу.

Допустим, что магматические очаги (камеры) совершенно одинаковы по размерам и форме и что эта форма — цилиндр, расположенный на глубине 10 км, имеющий радиус и высоту, равные 5 км.

Из расчетов Фукутоми [1] известно, что для охлаждения магматического очага указанных размеров и формы от 1200 до 900°C вследствие теплопроводности требуется $7 \cdot 10^4$ лет. Поэтому рассмотрению подлежат только магматические очаги, возникшие не ранее $7 \cdot 10^4$ лет назад, т. е. 141 очаг.

Короче говоря, оценка основывается на определении «паровой» энергии каждого из магматических очагов в зависимости от его возраста и вычислении полного количества энергии путем суммирования этих данных.

КОЛИЧЕСТВО ПРИНИМАЕМЫХ В РАСЧЕТ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ

При охлаждении магматического очага только вследствие теплопроводности можно ожидать, что температура очага, образовавшегося $7 \cdot 10^4$ лет назад, понизится к настоящему времени до 900°C . Поскольку энергия фазовых превращений уже учтена при оценке времени охлаждения очага, в последующих расчетах она не рассматривается. Однако в действительности температура очага, образовавшегося $7 \cdot 10^4$ лет назад, должна упасть ниже 900°C из-за потерь энергии, обусловленных отдачей тепла через поверхность или вулканической деятельностью в прошлом. Следовательно, магматический очаг, имеющий ныне температуру 900°C , должен был образоваться спустя x лет от начала указанного времени (т. е. $7 \cdot 10^4$ лет назад $-x$).

Использование геотермальной энергии будет осуществляться путем извлечения пара из подземного резервуара. В этом случае следовало бы рассматривать подвод энергии благодаря теплопроводности. На геотермальных полях общая отдача тепла через поверхность обычно больше, чем подвод тепла теплопроводностью. Разницу можно рассматривать как результат притока пара в резервуар или выделения «паровой» энергии магматическим очагом. Принимая это во внимание, мы получим следующее уравнение:

$$Q_c x = (Q_h - Q_r) \cdot (7 \cdot 10^4 - x) + Q_e, \quad (1)$$

где Q_c — тепловая энергия, отдаваемая магматическим очагом в год за счет теплопроводности; Q_h — общая величина отдачи тепла через поверхность за год; Q_r — тепловая энергия, поступающая в резервуар в течение года благодаря теплопроводности; Q_e — энергия вулканической деятельности.

Оценка Q_c . Общая энергия, выделяющаяся при снижении температуры магматического очага с 1200 до 900°C , составит

$$\rho C V (1200 - 900) = 159 \cdot 10^{15} \text{ ккал},$$

где ρ — плотность расплавленной магмы ($2,6 \text{ г/см}^3$); C — эффективная теплоемкость расплавленной магмы ($0,518 \text{ кал/(г}^\circ\text{C)}$); V — объем магматической камеры ($3,925 \cdot 10^{17} \text{ см}^3$).

Отток тепла будет изменяться в соответствии со степенью остывания магмы, но для упрощения примем, что он происходит с одной и той же интенсивностью, тогда

$$Q_c = 159 \cdot 10^{15} \text{ ккал} / 7 \cdot 10^4 \text{ лет} = 227 \cdot 10^{10} \text{ ккал/год}.$$

Оценка Q_h . Общая отдача тепла из геотермальных областей Японии сравнительно невелика — приводимое до сих пор в литературе измеренное значение составляет около $10 \cdot 10^3 \text{ ккал/с}$.

Годовая величина общей отдачи тепла Q_h будет поэтому равна $10 \cdot 10^3 \cdot 315 \cdot 10^5 = 315 \cdot 10^9$ ккал/год.

Оценка Q_r . Согласно расчетам Фукутоми [1], максимальный приток энергии в горизонтальный кольцевой резервуар из нижележащего магматического очага неограниченной протяженности составляет 2500 ккал/с. Эта оценка получена для следующих условий: радиус резервуара 1 км, его глубина 2 км, градиент температуры по глубине 30—300 °С/км и теплопроводность пород $3,5 \times 10^{-3}$ ккал/(см · с °С).

Количество подводимой энергии будет изменяться в зависимости от площади резервуара, и примем вышеуказанную цифру в качестве приблизительного значения.

Тогда годовое поступление энергии в резервуар составит $2500 \cdot 315 \cdot 10^5$ ккал/с = $78,8 \cdot 10^9$ ккал/год.

Оценка Q_e . Накамура [2] предложил выражать энергию вулканических явлений следующим уравнением:

$$Q_e = 1,6 \pm 0,4 \cdot 10^{10} \cdot M \text{ эрг,}$$

где M — вес (в граммах) излившихся пород.

Если принять, что наземная вулканическая постройка представляет собой конус высотой 500 м, имеющий угол склона 30°, а подземная магматическая камера имеет 2 км в длину, 2 км в ширину и 1 км в высоту, то $M = 1,1 \cdot 10^{16}$ г и $Q_e = 525,6 \cdot 10^{13}$ ккал.

Подставляя значения Q_c , Q_h , Q_r и Q_e в уравнение (1), получаем значение $x \approx 8500$ лет. Поскольку магматические очаги возникают с интервалом 500 лет, этот период отвечает времени возникновения 17 очагов. Таким образом, число очагов, которое следует принимать в расчет, оказывается $141 - 17 = 124$.

ОЦЕНКА ДАВЛЕНИЯ И ТЕПЛОЕМКОСТИ ПАРА В МАГМАТИЧЕСКОМ ОЧАГЕ

Для расчета выноса энергии из магматического очага паром необходимо знать теплоемкость пара, а для этого следует оценить его давление в очаге. Представляется, что в момент возникновения магматического очага связи между ним и земной поверхностью не было, но она устанавливается после того, как начнется вулканическая деятельность и очаг соединится с поверхностью через лавовывводящий канал.

Механизм установления связи очага с поверхностью известен пока недостаточно хорошо, поскольку мы не знаем упругих напряжений в массивах сильно нагретых горных пород, окружающих очаг. Автор исходит из предположения, что очаг связан с поверхностью через резервуар горячей воды. Иными словами, предполагается, что очаг испытывает статическое давление трещинных и порово-пластовых вод.

Так как градиент температуры по глубине определяется теплопроводностью пластов, здесь предполагается, что пласты в этом отношении однородны и что распределение температуры между поверхностью и очагом отвечает линейному закону.

Предположим теперь для упрощения, что удельный объем воды до глубины 2 км постоянен. Тогда можно оценить гидростатическое давление на глубине 3 км.

Если принять, что гидростатическое давление на глубине 2 км равно 200 кг/см^2 , а температура 240°C , то для этих условий табличное значение удельного объема воды будет равно $0,0012 \text{ м}^3/\text{кг}$. Принимая гидростатическое давление на глубине 3 км равным в первом приближении 200 кг/см^2 , а температуру равной 360°C , по таблицам находим соответствующее значение удельного объема воды — $0,0019 \text{ м}^3/\text{кг}$. В результате среднее значение удельного объема (v_1) и величина гидростатического давления (P_1) в первом приближении определяются следующим образом:

$$v_1 = \frac{1}{2}(0,0012 + 0,0019) = 0,0016 \text{ м}^3/\text{кг},$$

$$P_1 \approx 200 + \frac{1000}{0,0016} \cdot 10^{-4} \approx 260 \text{ кг/см}^2.$$

Во втором приближении примем давление на глубине 3 км равным 260 кг/см^2 , как это вытекает из первого приближения, а температуру той же — 360°C . Тогда по таблицам находим значение удельного объема при этих условиях — $0,0017 \text{ м}^3/\text{кг}$, а среднее значение удельного объема (v_2) и гидростатическое давление (P_2) оказываются следующими:

$$v_2 = \frac{1}{2}(0,0012 + 0,0017) = 0,0015 \text{ м}^3/\text{кг},$$

$$P_2 \approx 200 + \frac{1000}{0,0015} \cdot 10^{-4} \approx 270 \text{ кг/см}^2.$$

Итак, величина гидростатического давления на глубине 3 км оценивается в 270 кг/см^2 .

Таким же образом для гидростатического давления на глубине 4 км получаем значение 290 кг/см^2 . В этом случае значение, найденное в первом приближении, почти равно полученному во втором.

Давление пара в магматическом очаге может быть оценено в предположении, что закон Бойля — Шарля выдерживается в интервале глубин 4—10 км:

$$Pv = RT, \quad (2)$$

$$P(H) = \int \frac{1}{v(H)} dH. \quad (3)$$

Здесь P — давление (кг/см^2), v — удельный объем ($\text{м}^3/\text{кг}$), T — абсолютная температура (К) и H — высота (м) столба флюида.

Из уравнения (2) следует, что

$$R = \left(\frac{P_v}{T} \right)_{4 \text{ км}} = \frac{290 \cdot 0,00864 \cdot 10^4}{480 + 273} \approx 33,2.$$

Из уравнения (3) вытекает:

$$P(H) = \int_{4 \text{ км}}^{10 \text{ км}} \frac{1}{v(H)} dH,$$

$$\frac{dP}{P} = \frac{1}{R} \frac{dH}{T} = \frac{1}{R} \frac{H}{T} \frac{dH}{H},$$

$$[\ln P]_{4 \text{ км}}^{10 \text{ км}} = \frac{1}{R} \frac{H_{10 \text{ км}}}{T_{10 \text{ км}}} [\ln H]_{4 \text{ км}}^{10 \text{ км}}.$$

Тогда имеем:

$$\ln \frac{P_{10 \text{ км}}}{P_{4 \text{ км}}} = \frac{1}{R} \frac{H_{10 \text{ км}}}{T_{10 \text{ км}}} \ln \frac{10}{4} = \frac{1}{33,2} \cdot \frac{10\,000}{1200 + 273} \ln 2,5 = \ln 2,5^{0,24},$$

$$P_{10 \text{ км}} = 1,25 \cdot P_{4 \text{ км}} \approx 360 \text{ кг/см}^2.$$

Удельная теплоемкость при температурах 900—1200 °С и давлении 360 кг/см^2 оценивается по диаграмме водяного пара приблизительно в 0,7 ккал/(кг °С).

ОБЩАЯ ЭНЕРГИЯ ПАРА, ЗАКЛЮЧЕННОГО В МАГМАТИЧЕСКОМ ОЧАГЕ

Поскольку предполагается, что количество пара, генерирующегося при застывании магмы, составляет 5% ее веса, оно должно быть равно $512 \cdot 10^{11}$ кг. Предполагается, что в интервале температур 1200—900 °С отделение пара происходит с постоянной интенсивностью. В самом молодом очаге температура и общая энергия пара максимальны, а энергия, удерживаемая в магматическом очаге каждого возраста, может быть выражена, как это показано ниже.

Энергия пара в очаге

$$E_0 = C_p \times 1200 \times S$$

$$E_1 = C_p (1200 - d_1) (S - d_2)$$

$$E_2 = C_p (1200 - 2d_1) (S - 2d_2)$$

$$E_{m-2} = C_p \{1200 - (m-2)d_1\} \{S - (m-2)d_2\}$$

Момент образования очага

Настоящее время

500 лет назад

1000 лет назад

61 000 лет назад

$$\begin{aligned}
 E_{m-1} &= C_p \{1200 - (m-1) d_1\} \{S - (m-1) d_2\} && 61\,500 \text{ лет назад} \\
 E &= E_0 + E_1 + \dots + E_{m-2} = \\
 &= E_0 + C_p (m-1) \left\{ 1200S - \frac{(m-2)}{2} (d_1S + \right. \\
 &\quad \left. + 1200 d_2) + \frac{(m-2)(2m-3)}{6} d_1 d_2 \right\} \quad (4)
 \end{aligned}$$

C_p — средняя теплоемкость пара при постоянном давлении (0,7 ккал/(кг·°C)); m — число очагов, принятых в расчет (124); S — максимальное количество пара в очаге ($512 \cdot 10^{11}$ кг); d_1 — средняя разница температур (300 °C/123); d_2 — средняя разница в количестве пара ($512 \cdot 10^{11}/123$).

Подставляя эти численные значения в уравнение (4), получаем:

$$E \approx 249 \cdot 10^{16} \text{ ккал.}$$

ПЕРЕВОД В ЭЛЕКТРИЧЕСКУЮ ЭНЕРГИЮ

Для пересчета энергии, аккумулированной в паре магматического очага, в электрическую энергию были сделаны следующие допущения:

а) величина отдачи тепла через поверхность в период эксплуатации остается той же, что и до нее;

б) потеря энергии, аккумулированной в паре, содержащемся в магматическом очаге, в период эксплуатации равна разнице между отдачей тепла через поверхность и притоком тепла в резервуар. Потеря энергии пара магматического очага, вызванная ее оттоком за счет теплопроводности, считается незначительной;

в) предполагается, что период эксплуатации составляет 3000 лет ($945 \cdot 10^8$ с);

г) коэффициент полезного действия при превращении тепловой энергии в электрическую, имея в виду использование влажного пара, считается равным 10%;

д) в период эксплуатации потерь энергии из-за вулканической деятельности не происходит.

Энергия (x) магматического пара, требуемая для генерации 10 МВт (2400 ккал/с) электрической мощности постоянно в течение 3000 лет, будет определена из следующего соотношения $\{x(10\,000 - 2500) \cdot 945 \cdot 10^8\}$ ккал · 0,1 =

$$= 2400 \text{ ккал/с} \cdot 945 \cdot 10^8 \text{ с}$$

$$x = 2977 \cdot 10^{12} \text{ ккал.}$$

Если общая энергия пара (E) будет превращена в электрическую, то электрическая мощность составит 8364 МВт.

Рассмотрим теперь весь 3000-летний период эксплуатации. Если «паровая» энергия магматического очага с максимальным

ее содержанием будет потреблена в течение 3000 лет, ее расход составит $455 \cdot 10^3$ ккал/с, что в 45,5 раза больше естественной отдачи тепла. Известные геотермальные области в разных странах характеризуются следующими величинами естественной отдачи тепла (ккал/с): Гримсватн (Исландия) — $750 \cdot 10^3$, Уайотапу (Новая Зеландия) — $272 \cdot 10^3$, Йеллоустонский парк (США) — $500 \cdot 10^3$. Поэтому не будет необоснованным допустить, что бурение скважин обеспечит вывод тепловой энергии в количестве $455 \cdot 10^3$ ккал/с. Конечно, это максимальное значение, и в случае магматического очага с малой производительностью отдача энергии будет меньше.

Величины «паровой» энергии очагов различного возраста приводятся в следующей таблице.

Время образования	<i>m</i>	„Паровая“ энергия, 10 ¹¹ ккал	Электрическая мощность, МВт
Настоящее время	0	43 008	144,4
28 000 лет назад	56	20 761	69,7
55 500 лет назад	111	3 249	10,9
56 000 лет назад	112	2 970	—

Как видно из таблицы, 112 последних по времени возникновения магматических очагов (*m* от 0 до 111) могут продуцировать более 10 МВт каждый в течение 3000 лет.

Сейчас в Японии известно около 100 горячих источников с температурой выше 90 °С, и это значение близко к вышеупомянутой цифре.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Согласно расчету, общая электрическая мощность 124 магматических очагов равна 8400 МВт, и число очагов, которые могут продуцировать более 10 МВт электроэнергии в течение 3000 лет, составляет 112. Максимальная электрическая мощность, которую можно ожидать на одном поле, равна 145 МВт, а среднее значение для всех полей около 70 МВт.

Список литературы

1. Fukutomi K., Geothermal energy and its preservability, J. Jap. Geothermal Energy Ass., 5, 1964.
2. Nakamura K., Energies dissipated with volcanic activities, Bull. Volcan. Soc. Jap., 10, 1965.
3. Sugimura A., Distribution of volcanoes and seismicity of the mantle in Japan, Bull. Volcan. Soc. Jap., 10, 1965.
4. White D. E., Geothermal energy, U. S. Geol. Surv. Circ., 519, 1965.
5. Yuhara K., Thermal discharge and hydrothermal system of Owakudani, Sounzan Geothermal Area, Hakone Volcano, J. Jap. Geothermal Energy Ass., 16, 1968.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ф. Тонани

ВВЕДЕНИЕ

Возможности геохимического изучения геотермальных аномалий не подлежат сомнению, ибо особенности земной коры проистекают из взаимодействия термических и физико-химических свойств горных пород. Практика геотермальных изысканий вызывает необходимость получить данные о земных недрах, основанные на поверхностных геохимических исследованиях. Они служат одним из поисковых критериев при последующих буровых работах, поэтому главное внимание в предлагаемой статье уделено этим исследованиям. В меньшей степени рассматриваются результаты разведочного бурения, поскольку они соответственно меньше влияют на направление геотермальных изысканий.

Закономерные с точки зрения физики и химии критерии тех или иных явлений позволяют установить вероятность их распределения. Именно такого рода явления рассматриваются более подробно. Некоторые другие критерии, например вопрос о ювенильном (вулканическом) происхождении бора или хлоридов, недостаточно обоснован для детального анализа локальных геохимических процессов.

Химический состав вод разнообразен и не имеет прямой связи с перспективными участками геотермального месторождения. Это, однако, не исключает возможности разработки критериев, основанных на сравнительном изучении анализов вод и геохимических условий, в которых формируется геотермальное месторождение.

Определенные трудности и сомнения вызывает разработка поисковых геохимических критериев. Отправной точкой при этом является природа флюида, находящегося в подземном резервуаре. Одни авторы считают этот флюид глубинным водяным паром, другие полагают, что пар образуется только при вскипании воды, заполняющей резервуар.

Если принять первую точку зрения, перспективы добычи пара определяются его поступлением из окружающего пространства. Поисковые критерии при этом основываются на составе конкретного природного пара. Некоторые авторы придают большое значение обобщенной характеристике глубинного пара.

В случае, отвечающем второй точке зрения, возможности применения химических критериев значительно усложняются. Поэтому в последующих разделах им уделяется больше внимания.

ОСНОВНЫЕ УСЛОВИЯ ПОЛУЧЕНИЯ ПРИРОДНОГО ПАРА

Предварительные замечания. В качестве преобладающего фактора, связывающего геохимические особенности геотермального месторождения с его энергетическим потенциалом, выступает тепловой поток. Как подчеркивают Факка и Тонани, при этом важны и частные факторы, которые могут быть пассивными (например, общая проницаемость горных пород на глубине или региональный тепловой поток) или активными, как проницаемость и температура горных пород резервуара. Наиболее благоприятная в геологическом отношении обстановка складывается при условии, если резервуар, представляющий собой хорошо проницаемый водоносный горизонт, сверху перекрыт непроницаемой формацией. Это условие наряду с образованием сухого пара в процессе вскипания воды необходимо как минимальное при оценке ресурсов месторождения [13]. В соответствии с этим в процессе геотермальных изысканий изучаются строение месторождения, тепловой поток, а также паровые струи в открытых каналах.

Весьма существенно, что продуктивные зоны геотермальных полей Лардерелло (Италия) и Гейзеров (США, Калифорния) представляют собой месторождения пара [9]. На окраинах продуктивных зон проявляются выходы термальных вод.

Для последующего обслуживания большое значение имеет точка зрения на образование пара за счет вскипания подземной воды. В этом случае происхождение и свойства воды как основного флюида должны представить наибольший интерес. Данная точка зрения в том или ином аспекте обсуждается в современной литературе.

Действительно, процесс вскипания воды является несомненным источником пара в геотермальных месторождениях Италии [24], Новой Зеландии (Уайракей) и Калифорнии (Гейзеры). В этом не приходится сомневаться, если исходить из геохимических данных, и в частности из изотопных анализов. Согласно неопубликованным материалам Стромберга, состав и общее содержание газов в паре месторождения Гейзеры указывает на частичное вскипание подземных вод, а также на соответствующую этому процессу температуру.

Постепенная дегазация пара, описываемая асимптотической кривой, указывает на процесс возобновления водных ресурсов резервуара.

Вопрос о притоке тепла в геотермальные месторождения не может быть разрешен геохимическими методами, которым посвящена данная статья. Это лишает возможности предпочтительно решить вопрос или тем более окончательно судить об участии ювенильных и (или) магматических высокотемпературных флюидов в питании геотермальных месторождений. С другой стороны, чтобы объяснить наблюдаемый перегрев пара в скважинах, не требуется привлекать излишний приток тепла, а достаточно объяснить процесс изменения давления флюида без снижения его энтальпии. Типичная постоянная энтальпия насыщенного геотермального пара 670 ккал/кг характерна для его потока при высоком давлении. Большой перегрев пара известен в нескольких скважинах Лардерелло и может быть объяснен движением в область более высокого давления при сохранении степени его полного насыщения и снижения скорости движения. При этом очевидна необходимость отделения конденсирующейся воды, которое может происходить в редких случаях. Совпадение специфических условий перегрева пара с редкими случаями отделения конденсата привели Факка и меня к софистическому выводу о взаимообусловленности этих явлений. Примечательно, что отделение воды осуществляется легче при более высокой температуре и меньшей скорости пара, а эти условия наблюдаются в удалении от забоев скважин. Такие условия хотя и специфичны, однако термодинамически возможны, и с этим согласны Джеймс и другие исследователи.

Данное объяснение не отклоняет точку зрения о формировании геотермального пара за счет вскипания воды, оно лишь исходит из возможности вышеописанных процессов, наличия их в нескольких скважинах и поэтому в необходимости поиска альтернативного доказательства.

Избыточный нагрев насыщенного пара за счет кондуктивного тепла горных пород неприемлем по причине высокой энтальпии флюида (670 ккал/кг). Подобный процесс не исключается во многих фумаролах на действующих вулканах с температурой от нескольких десятков до нескольких сотен градусов Цельсия. Перегрев пара за счет тепла вмещающих пород, если он происходит, должен увеличиваться постепенно с ростом производительности скважин. Кроме того, в статье 1961 г. Факка и мной указывалось, что температура горных пород, насыщенных водой, не достигает точки кипения, отвечающей гидростатическому давлению в резервуаре. Это положение остается в силе, хотя обобщения о давлении в резервуаре нуждаются в некотором пересмотре.

По нашему мнению, при отсутствии пара вода заполняет резервуар полностью и это затрудняет ее нагрев на глубине до точки кипения. Появление паровой фазы свидетельствует

о равновесии с окружающей средой, основную роль в установлении которого играет конвекция [17]. Точнее говоря, пар в неподвижном состоянии не может существовать в поле с понижающимся температурным градиентом, если оно не сообщается с каналами фреатических и вулканических взрывов, проводящими большое количество тепла. Таким образом, если глубинный тепловой поток не затухает в проницаемой водоносной толще, образуются поверхностные термопроявления, и геотермальные изыскания для практических целей обещают быть успешными.

Ряд дополнительных факторов усложняет картину строения геотермального месторождения. Водоносный горизонт благодаря интенсивной конвекции может быть изотермическим, несмотря на очень неровную подошву перекрывающего водоупора. Вопреки приближенному решению Гогеля и Лэпвуда в верхней части проницаемой толщи может постоянно возникать паровая фаза, причем пар, как правило, конденсируется при соприкосновении с охлажденной кровлей коллектора. Положение верхней границы пара весьма различно, она может проходить как внутри коллектора, так и выше его, в пределах водоупора. Подобные процессы резких снижений давления и температуры наблюдаются в сферах влияния буровых скважин, в результате чего образуются очаги испарения высокотемпературных вод. Если же пар формируется при сохранении высокого первоначального давления флюида или, напротив, оно становится еще более высоким, можно ожидать фреатических или вулканических взрывов.

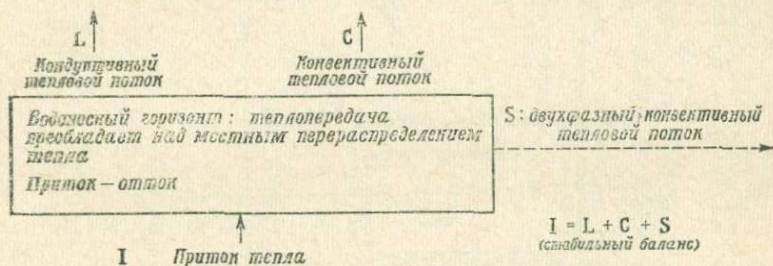
Исходя из сказанного выше, можно сделать вывод, что резервуар геотермального месторождения заполнен жидким флюидом. Температура в водоносной толще не достигает точки кипения флюида, соответствующей гидростатическому давлению на подошве водоупора. Разница температур в каких-либо точках внутри и на поверхности коллектора не всегда соответствует разности давлений в этих точках, а это приводит к образованию паровой фазы.

Тепловой баланс водоносного пласта в геотермальных районах. Изыскание геотермального месторождения начинается с осведомления его геологического строения, представляющего в оптимальных условиях изолированный от поверхности водоносный горизонт. Горные породы его наиболее проницаемы, а температурные условия могут быть такими же, как и в окружающих породах. Тепловой баланс водоносного пласта отображен на фиг. 1.

Величина L представляет кондуктивный поток из водоносного горизонта к земной поверхности. При этом температурные градиенты в горизонтальном направлении могут не приниматься во внимание. Величина C означает вынос тепла за счет конвекции в термальной воде. При этом тепло может разноситься

и в стороны, особенно в начальный момент действия конвекционной системы.

Величиной I обозначен приток тепла из подстилающих слоев. Водоносный пласт является коллектором тепла, потому что теплоперенос в нем осуществляется довольно легко. Об этом можно судить по наибольшим разностям температур на подошве и в кровле пласта.

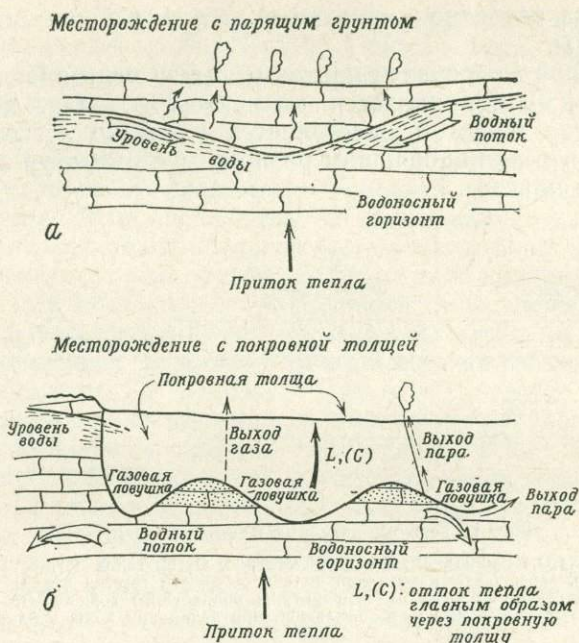


Фиг. 1. Тепловой баланс водоносного пласта.

I — приток тепла, не наблюдаемый непосредственно. Отток тепла осуществляется за счет следующих факторов: L — кондуктивной теплопроводности горных пород; C — конвекции в воде (эти величины зависят от температуры водоносного горизонта); S — конвекции в пароводяной смеси, возникающей при вскипании воды в пласте.

На фиг. 2 изображены две модели геотермального месторождения, отражающие различное положение водоносного пласта. Геологическая модель, включающая непроницаемую толщу над водоносным горизонтом (фиг. 2, б), не ограничивает возможности теплового оттока, более свободного для первой модели (фиг. 2, а).

Фиг. 3 иллюстрирует отношение тепловых потоков, показанных на фиг. 1, к температуре водоносного горизонта. Пропорционально последней увеличивается L . Величина C также увеличивается с температурой, но не пропорционально. Левая ветвь суммарного оттока тепла в целом отражает ту же закономерность, причем это касается геотермальных месторождений обоих типов (фиг. 2). Сплошная линия кривой суммарного оттока тепла (фиг. 3), перенесенная на фиг. 4, характеризует ту же зависимость от температуры притока тепла. Последний соответствует, по-видимому, определенной плотности теплового потока с глубины в горизонтальном сечении водоносного пласта. Температура всего пласта изменяется в зависимости от развития конвективного процесса. Поле 1 (фиг. 4) указывает на стабильные условия, в которых перенос тепла осуществляется кондуктивным путем. В поле 2 к кондуктивному теплотокоту прибавляется конвекция в воде, причем в случае наличия водоупорной толщи

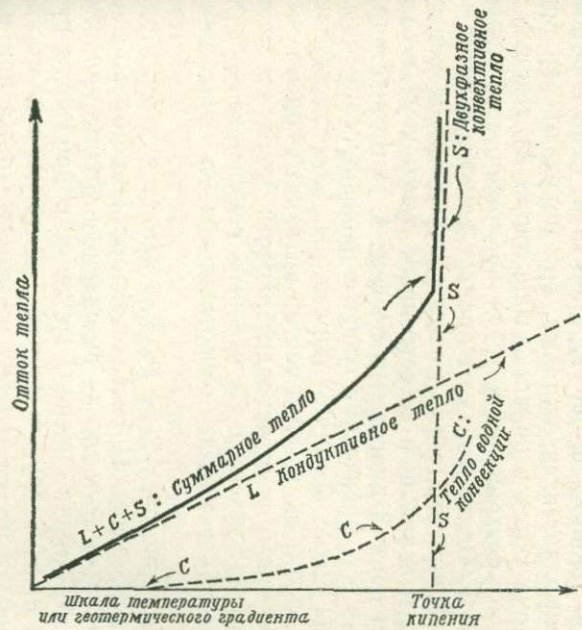


Фиг. 2. Две модели геотермальных месторождений.

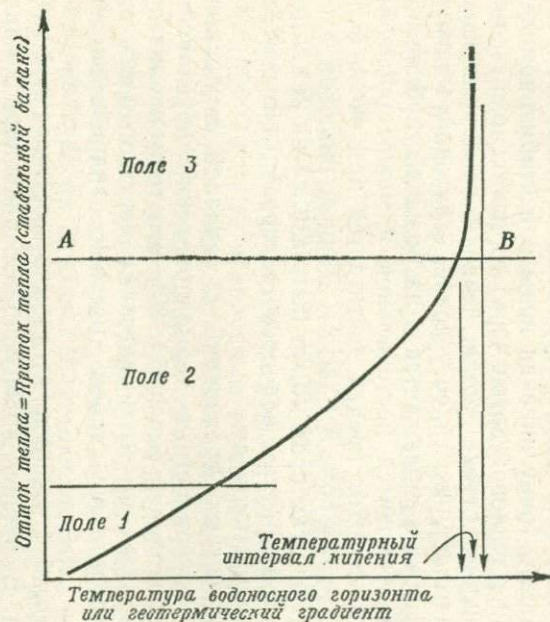
а — с парящим грунтом на земной поверхности, нагреваемым преимущественно в результате конвекции; *б* — с покровной толщей, изолирующей водоносный горизонт от поверхности, в связи с чем местный отток в основном кондуктивного тепла незначителен по сравнению с его потенциальными запасами на глубине.

термальные воды могут выносить тепло в стороны от геотермального месторождения.

Линия АВ (фиг. 4) отмечает важное изменение в поведении рассматриваемой системы. Пунктирная линия S (фиг. 3) показывает, что отток тепла резко увеличивается при достижении в водоносном горизонте точки кипения и преодоления температурного предела кипения воды, возникающего из-за колебания давления. При вскипании воды конвекция в двухфазной (пароводяной) среде в соответствии с представлением Гогеля возникает как в горизонте воды, так и в окружающих горных породах. Конвекция в двухфазной среде сопровождается оттоком пара и подтоком воды. Вопрос о распределении давления не рассматривается, так как он не связан с рассматриваемыми ниже поисковыми критериями. В целом давление в системе меньше или равно гидростатическому. В месторождениях с парящим грунтом давление резко снижается из-за понижения уровня воды, которое наблюдается на участках активных вулканических аппаратов (фиг. 2).



Фиг. 3. Положение составляющих оттока тепла (фиг. 1) в зависимости от температуры.



Фиг. 4. Зависимость теплового баланса от температуры коллектора в стабильной гидротермальной системе.

Поля 1, 2 и 3 по значениям теплового потока и температуры характеризуются специфическими физическими свойствами и преобладанием переноса тепла соответственно за счет теплопроводности, водной конвекции или двухфазной конвекции.

Важно отметить, что температура водоносного горизонта не может превышать точку кипения воды при стабильном давлении. В принципе тепловой поток через горизонт может повышаться до величины оттока тепла. Кривая вскипания воды с глубиной показывает, что такое условие, если оно достигнуто на какой-либо глубине, соблюдается и на большей глубине. Система при этом становится нестабильной и может произойти фреатический взрыв. Этот предел достигается при очень большом тепловом потоке в поле 3 (фиг. 4). Данный тепловой поток соответствует энергии, которая может быть извлечена без заметного изменения температуры водоносного горизонта и соответственно его тепловой мощности.

Связь поверхностных проявлений с тепловой мощностью. Напомним, что поверхностные термопроявления обусловлены конвекцией в пароводяной смеси [14, 30]. Эти термопроявления обладают специфическими геохимическими чертами, благодаря чему они представляют собой местные гидрохимические аномалии.

В условиях полей 1 и 2 (фиг. 4) добыча геотермальной энергии невозможна. Вскипание воды и образование пара достигается на линии АВ. Однако при увеличении пароотделения отток тепла возрастает быстрее, чем температура горизонта, и процесс парообразования затухает.

В поле 3 часть местного внутриземного теплового потока смещается при постоянной температуре кипения. Если водоносный горизонт вскрывается скважинами, они получают пар при увеличении притока тепла в область выше линии АВ без изменения температуры резервуара, и тогда возможна стабильная производительность. Однако на этот процесс влияют некоторые другие факторы. Например, тепло может распределяться между потоками к забоям скважин и естественным путям к участкам, соответствующим полю 3 диаграммы на фиг. 4. Истечение пара зависит также от его физических свойств и эксплуатационных качеств скважин. Такие основные параметры, как гидростатическое давление, дебит скважин и состав питающей воды, изменяются в зависимости от производительности месторождения в силу ряда причин: сезонных и вековых изменений уровня, активного сбросообразования, солеотложения в скважинах и т. п.

В связи с этим граница АВ не должна представляться столь резкой, как указано выше. Производительности месторождения способствуют накопление тепла во вмещающей толще при температуре, близкой к точке кипения, снижение напора воды при ее извлечении и т. п. С другой стороны, приток холодных вод в систему резко снижает ее тепловую мощность даже при наличии мощных тепловых потоков, соответствующих полю 3.

Ранее было указано, что приток глубинного тепла к водоносному горизонту сверх того, что дает отток в виде конвекции в двухфазной среде, соответствует некоторой части естественной тепловой разгрузки. Таким образом, поверхностные термоявления непосредственно связаны с предполагаемой тепловой мощностью недр геотермальных месторождений.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПРИ РАЗВЕДКЕ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вводные замечания. Геотермальным изысканиям подвергаются проницаемые водоносные толщи с температурой, близкой к точке кипения воды. При этом прежде всего уместно использование геохимических данных, поскольку они, во-первых, дают сведения о региональном распространении и характере движения природных вод. Во-вторых, геохимические данные содержат информацию о термодинамических условиях, в частности о температуре на глубине. В-третьих, течения флюидов из подстилающих толщ и в пределах водоносных систем дают информацию о поведении газоводных и пароводяных смесей в глубинных и приповерхностных условиях.

На стадии поисков и разведки геохимические данные накапливаются при исследовании вод и газов, проявляемых на земной поверхности и получаемых из скважин. Предварительные данные получают в результате анализов поверхностных и подземных вод, позволяющих сгруппировать их в несколько классов по региональным геохимическим признакам. Эта информация дает возможность выявить природные условия формирования водоносных горизонтов и систем. Крупные гидрохимические аномалии выявляются во время обследования поверхностных вод. Химический состав глубоких вод позволяет определить температуру содержащих их водоносных горизонтов. При высокой температуре воды, близкой к точке кипения, резко уменьшается растворимость газов и летучих веществ: сероводорода, аммиака, борной кислоты и др. Эти вещества служат индикаторами количества тепла, выносимого на земную поверхность.

Геохимия поверхностных вод. Геохимические методы поисков горизонтов высокотемпературных вод не отличаются от методов изучения холодных вод, за исключением учета фактора глубинности, поскольку основными факторами формирования геотермального месторождения являются проницаемость и условия водного питания коллектора. Кроме обычных компонентов, при геотермальных изысканиях в водах определяются: F^- , H_3BO_3 , NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- , Li^+ , Rb^+ , H^+ и другие специфические компоненты. Пробы, отбираемые на больших площадях, довольно многочисленны. Необходимы по возможности быстрые и точные

аналитические методы. Характерно разнообразие содержаний различных компонентов — от микроколичеств до минеральных осадков.

Геохимия подземных вод. Анализы вод источников служат средством изучения подземных вод и их связи с составом вмещающих горных пород. Насыщенность вод газами может быть определена прямыми методами в источниках, а содержание, например, CO_2 определяется путем измерения рН и анализа HCO_3^- . Пробы подземных вод немногочисленны и скорее характеризуют отдельные пункты, чем дают представление о среднем составе вод. Такие компоненты, как аммиак и сульфиды, формируются в восстановительной среде и у поверхности становятся неустойчивыми. Подземные давления газов глубоких горизонтов отличаются от таковых приповерхностных зон.

Исследования термоявлений. Исследования проводятся с целью установления связи термоявлений с благоприятными геотермальными резервуарами. Геохимические и изотопные данные о горячих источниках и фумаролах позволяют обнаружить зоны их глубинного питания, определить температуру в резервуаре и указать на возможный состав воды в системе циркуляции. Этому способствуют также химико-аналитические данные о некоторых элементах, обнаруживаемых в водах высокотемпературных источников. В качестве поискового критерия должны быть использованы содержащиеся в термах тяжелые металлы.

Анализы газов имеют первостепенное значение в изучении многих термоявлений. Процессы накопления и выделения газов особенно четко проявляются в совокупности с паровыми струями на термальных полях, приуроченных к наиболее промываемым участкам геотермальных месторождений. Тем самым картирование паровых струй и выходов газов способствует обнаружению наиболее благоприятных участков, хотя в некоторых случаях оценки геологов и геофизиков по этому поводу различны.

О миграции ртути. Крупные термоаномалии обуславливают миграцию ртути, содержащейся во вмещающих породах. Повышенная концентрация ртути позволяет довольно четко обнаруживать скрытые термальные площади. Однако миграция ртути в приповерхностных слоях происходит относительно быстро, и этот вопрос требует более детального изучения. Поскольку лишь широкие ореолы рассеяния ртути представляют интерес, наибольшего внимания заслуживают отложения потоков. Результаты опробования ртутных проявлений в отложениях потоков позволяют при относительно небольших затратах обнаружить термоаномалии в пределах площадей в десятки тысяч квадратных километров. При этих исследованиях, особенно при анали-

зах аллювиальных вод и органических веществ, удобно пользоваться методами атомной адсорбции и оптической спектроскопии [8].

СИСТЕМАТИЗАЦИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Гидрогеохимические поисковые критерии, основанные на систематизации результатов исследований и уточнении терминологии, в основном те же, что и критерии геохимических методов поисков рудных месторождений [18]. В противоположность классическому развитию этих методов, основанному на выявлении первичных и вторичных ореолов рассеяния химических элементов, Гранье [18] ограничивается достижением практических результатов исследований. Геохимические исследования делятся на три стадии, соответствующие проведению работ в региональном, окружном («стратегическом») и местном («тактическом») масштабах. Эти три стадии соответствуют масштабам геотермальных провинций, районов и полей, выделяемых Факка [11] в программе геотермальных изысканий.

Региональные геохимические исследования. Площади этих исследований измеряются от нескольких тысяч до десятков тысяч квадратных километров. Тепловые аномалии выявляются на основе данных о магматизме и геохимических данных. К термоаномалиям, как коллекторам больших запасов тепла, приурочены повышенные содержания ртути в водах. Этот элемент служит геохимическим индикатором участков нагревания главным образом осадочных пород.

Региональная гидрогеохимическая съемка позволяет выявить основные водоносные горизонты и направления течения подземных вод. Термоаномалии образуются в очагах разгрузки глубоких вод, резко отличающихся по химическому составу от поверхностных.

Окружные геохимические исследования. Этими исследованиями охватываются площади от 100 до 1000 кв. км. Как более целенаправленные, исследования посвящены выявлению термоаномалий на основе не только одновременного, но и продолжительного по времени обследования источников, особенно теплых и горячих. Кроме изучения режима источников, на этой стадии проводится поисково-разведочное бурение до глубины 500—1000 м с целью выявления горизонтов высокотемпературных вод. Эти работы должны охватывать по возможности всю площадь. Детальное изучение газопроявлений позволяет составить соответствующую карту, обычно сходную с картой естественных термопроявлений.

Местные геохимические исследования. Исследования проводятся на площадях до 100 кв. км. в целях детальной характеристики термопроявлений и окружающих участков. Насколько возможно, изучаются формирование паровых струй и термальных

источников, природа питающих их резервуаров и путей разгрузки. По анализам газопроявлений и гидрохимическим данным, в том числе полученным в буровых скважинах, изучаются стратиграфические разрезы, водоносность и температура толщ горных пород. В целом в зависимости от природных условий должна быть получена детальная характеристика геотермальных месторождений.

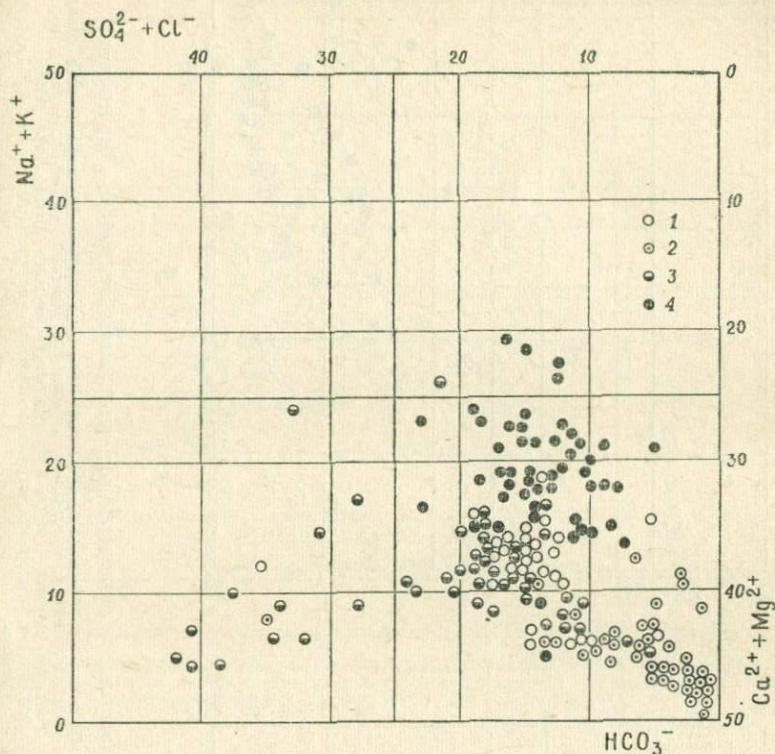
СПЕЦИАЛЬНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Вводные замечания. Цель данного раздела состоит не в полном обзоре геохимических методов, а в оценке перспективности тех методов, которые облегчают геотермальные изыскания и снижают их стоимость. Например, изучение поверхностных термоявлений дает возможность оценить перспективную производительность месторождения, тогда как ресурсы термальных вод, нагреваемых за счет теплопроводности пород, прямого отношения не имеют. Кроме того, в этом разделе освещаются вопросы геохимии вулканических эксгалаций.

Геохимия поверхностных и грунтовых вод. Методы исследования поверхностных и подземных водных систем подобны общепринятым в гидрогеологии, с той разницей что они направлены на изучение глубоких горизонтов термальных вод. В качестве основной задачи ставится изучение химического состава вод, который во многих случаях обусловлен составом водосодержащих пород. Например, показанные на фиг. 5 типы вод района Лацио в центральной вулканической области Италии [7] обусловлены разнообразием литологии, выраженным в развитии здесь (сверху вниз) вулканогенной туфовой и осадочной известняково-ангидритовой формаций, разделенных неогеновой флишевой толщей. В соответствии с этим четко выделяются два класса вод: гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые и гидрокарбонатные кальциево-магниевые. По неопубликованным данным, вокруг некоторых вулканических центров в водах повышаются содержания калия и фтора. В поверхностных водотоках района наблюдается смещение вниз по течению от источников повышенных концентраций основных ионов, нередко приводящих к выпадению кальцита, флюорита и, возможно, барита.

В результате картографической обработки химико-аналитического материала может быть составлена общая схема движения подземных вод в районе и их геохимической деятельности. Подтверждением схемы могут служить, к примеру, имеющиеся в районе озерные осадки, обогащенные флюоритом и баритом.

Фиг. 6 показывает, что в провинции Тоскана термальные воды мезозойской известняково-ангидритовой толщи сульфатные и этот их состав не отражается в поверхностной гидрографической

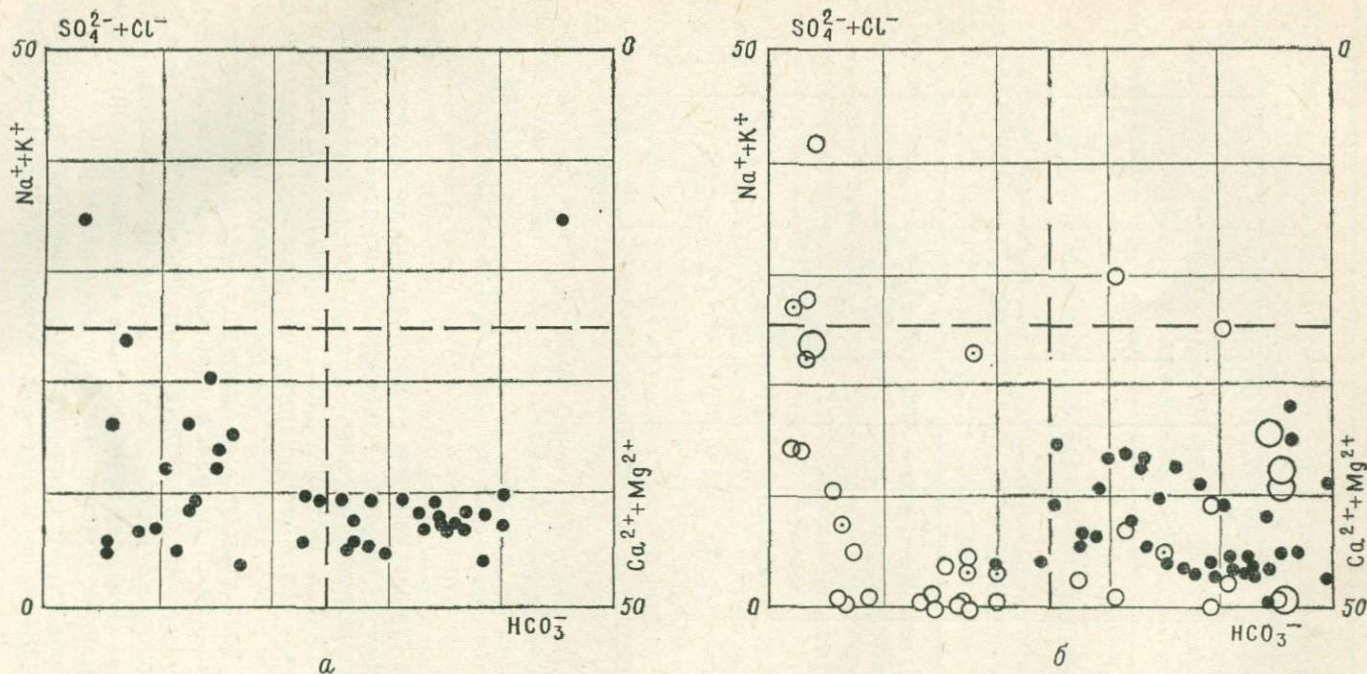


Фиг. 5. Диаграмма химического состава вод района Лацио (Италия) по данным гидрогеологической съемки осенью 1960 г. [7].

1 — воды, дренируемые региональной речной сетью (река Тибр); 2 — воды известняков и травертинов; 3 — воды неогеновых отложений; 4 — воды туфов и других вулканических пород.

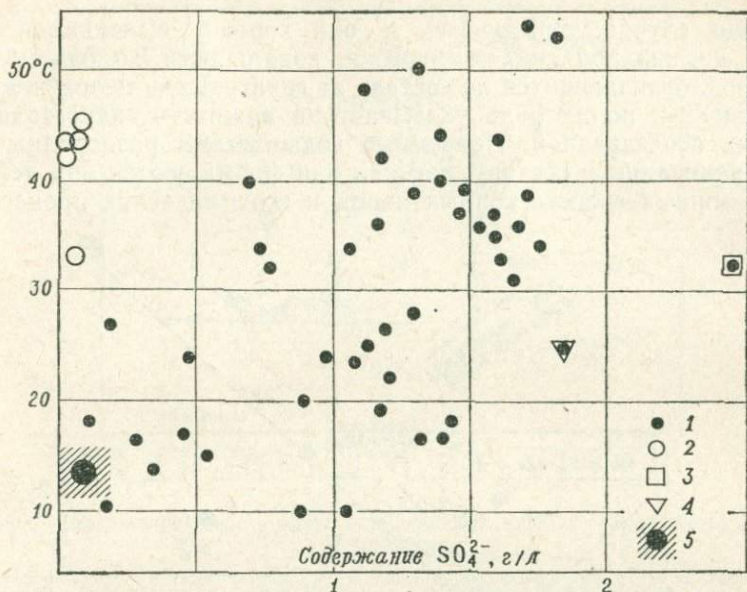
сети. Влияние сульфатных вод неогеновой толщи было незначительным, поэтому считалось возможным им пренебречь. Более детальное рассмотрение анализов вод с учетом их температуры в источниках (фиг. 6, а также фиг. 7) показывает, что термальные сульфатные воды смешиваются с такими же водами неогеновой толщи и образуют как бы гомогенный класс вод. Поэтому состав вод, выносимых вместе с паром из некоторых скважин в районах Лардерелло и Монте-Амиата, давал повод к заключению, что геотермальные скважины капают пар из главного водоносного горизонта и скорее даже из паровыводящих разломов. Для вод, приуроченных к эвапоритовой толще, характерны высокие содержания борной кислоты [28].

На фиг. 7 сопоставлены температура и содержание сульфата в водах источников, исследованных Франкаланчи [15]. Установ-



Фиг. 6. Диаграммы химического состава поверхностных и подземных вод геотермального района Лардерелло.

a — воды рек и ручьев, омывающих покровную толщу геотермальных месторождений, а именно флишевые породы (нижний правый квадрат) и обнажения неогеновых пород (нижний левый квадрат); *б* — воды источников: кружки — воды тех же участков, что и воды рек и ручьев; светлые кружки — термоминеральные воды Тосканы; большие кружки — воды геотермального месторождения Лардерелло. Термальные источники, нагреваемые за счет кондуктивного тепла или парогазовыми струями, широко распространены на всей площади района.



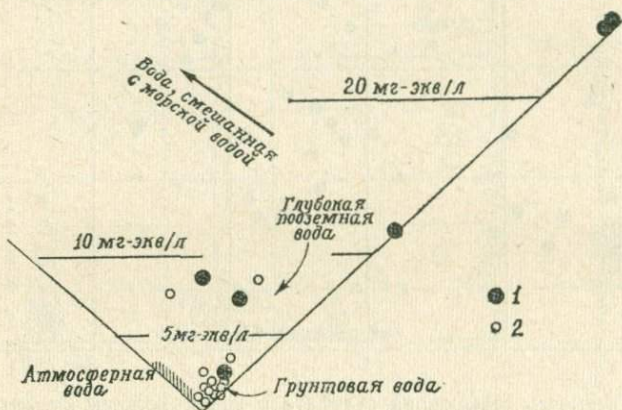
Фиг. 7. Зависимость содержания сульфата в водах Тосканы от температуры. 1 — термоминеральные воды [15]; 2 — воды Лардерелло [15]; 3 — вода, смешанная с морской водой; 4 — вода, смешанная с кислой сульфатной водой; 5 — средние значения для группы источников, питающихся водами флишевой толщи.

ливается довольно четкая корреляция, хотя воды могут быть разного происхождения либо могут подвергнуться охлаждению перед опробованием. Корреляция становится еще более четкой, если взять только источники, питающиеся водами мезозойских пород (это не отражено на фиг. 7, чтобы сохранить возможность сравнения ее с фиг. 6, б). Горячие источники ближайших окрестностей Лардерелло не включены в это сравнение, потому что их температура связана с факторами, от которых содержание SO_4^{2-} не зависит (см. светлые кружки на фиг. 6, б и 7).

Эта корреляция при очевидной связи сульфатных вод с мезозойскими породами подтверждает гипотезу [32] гидратации ангидрита в процессе нагревания. Температура в толще колеблется вокруг 40 °С, причем возможны большее нагревание и большее охлаждение (фиг. 7). Это колебание температуры отвечает пределам равновесия предполагаемой реакции, и таким образом можно установить верхний предел разогрева толщи.

На фиг. 8 показана минерализация вод вулканической области острова Мартиника, известного своим тропическим климатом, с целью подчеркнуть единство геохимического процесса в поверхностной и подземной гидросферах. Воды глубоких горизонтов

в этом случае термальные, и они хорошо выделяются на фоне нормальной гидрохимической зональности. Выходы глубоких вод, отличающихся по составу от грунтовых, в целом немногочисленны, но их роль указывает на важность гидрогеологических исследований. Подземные воды весьма разнородны по минерализации и составу, так как они формируются под действием многих свойств горных пород и геохимических процессов



Фиг. 8. Минерализация вод острова Мартиника.

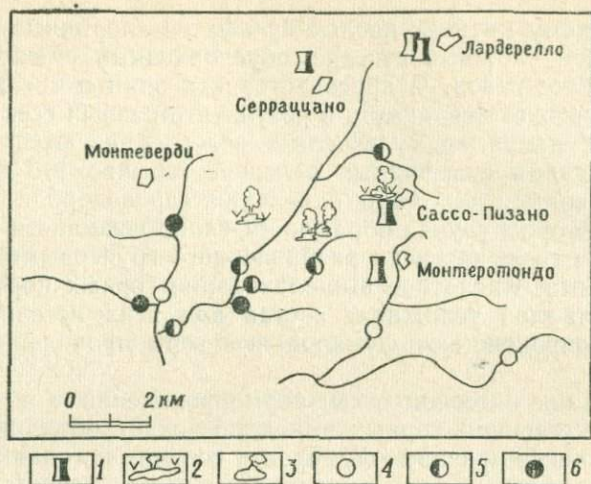
1 — термальные источники; 2 — холодные источники и реки.

литологии пород, условий их осаждения, выщелачивания, смешения вод и т. д. Поэтому выявление классификационных признаков требует статистической обработки большого количества анализов вод. Четкие корреляционные геохимические признаки могут служить эффективным средством в процессе геотермальных изысканий.

Таким методом, например, могут быть обнаружены аномалии, возникающие вследствие движения летучих компонентов (фиг. 9). Это в свою очередь открывает путь для обнаружения горизонтов высокотемпературных вскипающих вод при очень низких затратах на единицу площади исследуемого района. Подробнее о роли и значении геохимических индикаторов говорится ниже.

Геохимия термальных проявлений. *Вводные замечания.* Термальные проявления разделяются на фумаролы и горячие источники. Эти обширные группы перекрывают одна другую в пределах температур около 100 °С. Следующая классификация фумарол предложена еще Сент-Клер-Девилем (небольшие изменения внесли Сильвестри и Фуке).

Сухие фумаролы с температурой 300—1000 °С, большей частью связанные с незаствывшими лавами вулканических кратеров, состоят из большого количества водяного пара с примесью



Фиг. 9. Содержание бора в водах юго-западной части геотермального района Лардерелло.

1 — геотермальные электростанции; 2 — природные термопроявления; 3 — установки для извлечения бора из вод; 4 — воды с фоновым содержанием борной кислоты; 5 — аномальные содержания бора, возможно обусловленные геотермальными электростанциями; 6 — те же, вероятно обусловленные естественными источниками.

CO₂ и других газов, в том числе и атмосферных. Типичны, хотя менее обильны, хлориды металлов, галогено-водородные и серные газы.

Влажные фумаролы с температурой 100—300 °С, представляющие в основном водяной пар с примесью CO₂ (преобладает среди других газов), H₂S и NH₄Cl, а также небольшим количеством галогено-водородных и борной кислот. Сера и NH₄Cl, иногда H₃BO₃, проявляются в виде возгонов. Отложения NH₄Cl высокотемпературные и могут относиться к предыдущему типу фумарол.

Низкотемпературные (<100 °С) паровые струи, переходящие в струи CO₂ (мофеты) и струи H₂S (putizze). Количество выделяющегося CO₂ увеличивается в процессе конденсации пара, а содержание H₂S в газовой фазе зависит от примеси воздуха.

В ряде работ [34, 35, 38] дан обзор существующих анализов вод горячих источников и предложена их классификация. Кроме высокотемпературных фумарол, преобладающие классы образуют хлоридные, кислые сульфатно-хлоридные и сульфатные воды, а также богатые борной кислотой и аммонием гидрокарбонатные кальциевые и натриевые воды. Можно также указать на сульфатные кальциевые воды, характеризующие крупный геотермальный район Лардерелло.

По нашему мнению, кислые сульфатно-хлоридные воды имеют в общем сложный генезис, обусловленный смешением различных классов вод. С другой стороны, один и тот же чистый класс вод может возникнуть в результате разных геохимических процессов, например сульфатные воды образуются либо при выщелачивании сульфидных залежей (обычно это слабо термальные воды), либо при окислении сероводорода в газовой фазе. Во втором случае образуются слабо сочащиеся источники конденсата газа, частично разбавленного грунтовыми и метеорными водами. Кислотное выщелачивание горных пород и сульфидов металлов усложняет состав вод этих источников. Последние сопровождаются фумарольными термоявлениями второго типа.

Концепция о тесной связи термоявлений с выщелачиванием и изменением горных пород позволяет объединить классификационные признаки фумарол и горячих источников. Фумаролы и термальные источники геотермальных площадей по своему составу не отличаются от таковых как кратеров вулканов, так и окраинных полей многих вулканических районов. Это сходство состава тем более поразительно для Лардерелло, в котором не имеется вулканических построек. Грубо говоря, это относится и к площади Гейзеров, так как соседний с ней вулкан представляется угасшим в сравнении с активной гидрогеотермальной деятельностью.

Что касается Лардерелло, сходство его паровых струй с вулканическими фумаролами и особенно высокое содержание бора в неглубоких водоносных горизонтах привело большинство геологов к надолго установившейся точке зрения, что геотермальный пар этого района столь же близок к магматическим расплавам, как и выходящие на некоторых вулканах высокотемпературные фумаролы. Это позволяет сделать заключение, что геотермальный пар выделяется из кристаллизующегося магматического расплава [22].

Происхождение вулканических и гидротермальных эксгаляций. Задолго до изотопных исследований детальное изучение фумарольных полей дало возможность указать на существенную роль метеорных вод в их возникновении, примером чему является Долина Десяти Тысяч Дымов в районе Катмай (по Аллену и Цайсу). В своей работе Уайт [34] принял во внимание метеорное происхождение большинства вод в эманациях, хотя он придерживался магматического или, во всяком случае, ювенильного происхождения хлоридов. Корренс [5] также считал, что хлор в приповерхностной зоне накапливается за счет вулканических эксгаляций в течение геологического времени. Однако все подсчеты привноса хлора в земную кору, как бы они ни были приблизительны, не соответствуют наблюдаемому его количеству.

Тем не менее это еще не доказано и, как для других элементов, требует решения в дальнейшем.

По этому поводу могут быть высказаны две точки зрения. Первая из них основана на том, что магматическое происхождение вулканических эманаций представляется простым и единственно правильным. На самом деле это представление требует привлечения многих независимых друг от друга факторов. Второе суждение исходит из положения, высказанного В. И. Вернадским, что наиболее устойчивые геохимические процессы в земной коре, определяющие ее облик во времени и пространстве, обусловлены неизменяемыми свойствами атомов. Это позволило четко обрисовать распространение и миграцию элементов в земной коре.

С тех пор как Гольдшмидт наметил геохимическое распределение бора, резко накапливающегося в осадочных породах и указывающего тем самым на ювелирное происхождение несущих его флюидов, потребовалось предположение о нестабильности земной коры. То же самое относится и к хлору (см. выше). Концепция единства геохимических процессов подсказывает, что и другие вулканические эманации, такие, как сера, фтор и водород, подобно бору и хлору, должны накапливаться у земной поверхности при вулканическом процессе. Однако это не соответствует фактическим данным (см. ниже).

В настоящее время баланс химических веществ, как и происхождение солености Мирового океана, может быть оценен с учетом стабильного состояния земной коры. Но данных, позволяющих подсчитать баланс воды или хлора, пока недостаточно. Гипотеза вулканического генезиса этих веществ не может быть принята или отвергнута на основе их фактического количества с его изменением, начиная с докембрия, в пределах 10%.

Поведение фтора в вулканических эманациях не похоже на поведение хлора [29], что указывает на метаморфогенный источник фтора.

Ртуть распространена более широко по сравнению с бором в силу ее хорошей миграционной способности. Содержание бора в естественных паровых струях не очень высокое, но он осаждается в возгонах фумарол, как и в гидротермальных отложениях.

В одном случае отмечается возможность проявления метаморфогенной ртути. Речь идет о настолько обильных рудных и рассеянных ее проявлениях в районе Монте-Амиата (Тоскана), что объяснить привнос можно только за счет осадочных пород (неопубликованные данные).

Метеорное происхождение водорода термальных вод установлено предыдущими работами [3]. Но это не свидетельствует ни за, ни против того, что подобное количество термальных вод

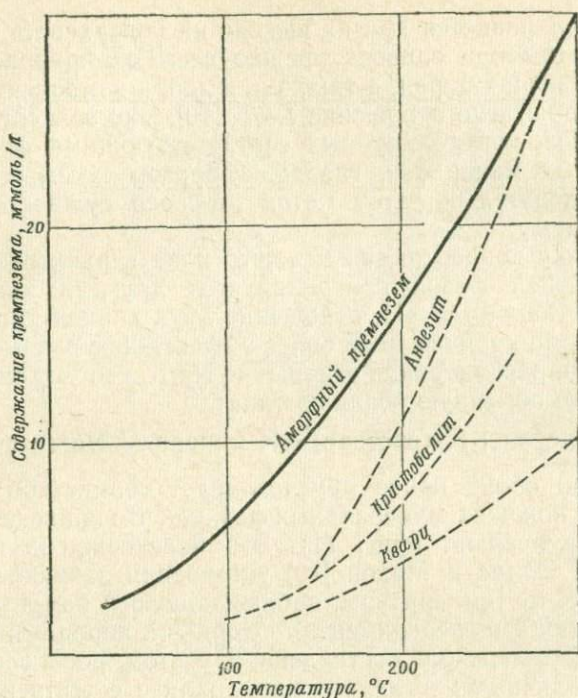
может быть ювенильным. В большей степени это исследование указывает на независимость различных элементов друг от друга в одном и том же флюиде, — кислород воды может поступать из вмещающих пород, а водород — из атмосферы. Окисленная (сульфатная) сера переходит в сероводород в процессе биогенного восстановления, поэтому соответствующее накопление легкого изотопа серы связано с генерацией ее мобильной формы [33]. Вполне понятно, что подобный процесс происходит и с соединениями азота, хотя прямых данных об этом не имеется.

В конечном счете ювенильное происхождение некоторых компонентов вулканических эксгаляций не может быть ни доказано, ни отвергнуто. Во всяком случае, оно менее вероятно, чем гипотеза стабильной циркуляции, особенно если учесть массу выносимого вещества. Это касается соединений хлора, бора, серы, азота и в меньшей степени ртути. Подобные же соображения высказываются в отношении лития, калия, рубидия. Некоторые щелочные металлы рассматривались, как и хлориды, в качестве эксгаляций магматических расплавов при высоких температуре и давлении пара [34]. Возможность этого не исключена, однако в некоторых работах приведены другие объяснения [10].

Таким образом, положение о магматическом и, возможно, ювенильном происхождении специфических компонентов не может служить критерием поисков геотермальных месторождений. Имеющиеся сведения о поведении хлоридов, бора, некоторых металлов и изотопов в растворе свидетельствуют о том, что они не могут быть геохимическими индикаторами течения вещества из внедряющейся магмы, хотя раньше высказывалось иное мнение [36]. Однако детальные исследования геохимического распределения этих и других элементов дают возможность оценить термодинамические условия на глубине и вероятное происхождение геотермальных флюидов в тех или иных геоструктурных и гидродинамических условиях.

Геохимическая термометрия. Распределение компонентов в различных фазах состояния вещества зависит от температуры, изменяющейся по линейному закону. Поэтому геохимическая термометрия развивалась на основе измерения коэффициента распределения каждого элемента в совокупности фаз. При этом имеется в виду единая природа компонентов, распределяющихся по фазам. Расчеты более определены, если использовать отношения компонентов, так как их отдельные концентрации должны учитываться с коэффициентами активности. Метод недостаточно надежен, если отношение двух компонентов зависит только от температуры, как это предполагается в «плагноклазовом термометре» Барта.

Другим зависимым параметром является растворимость компонента, контролируемая его активностью, с приближением



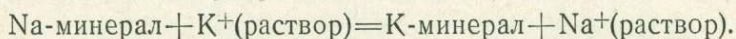
Фиг. 10. Растворимость различных форм кремнезема в воде.

к другой фазе. К такому типу «термометров» принадлежат водные растворы кремнезема, контактирующие с определенными формами окиси кремния, а также система сфалерит — пирит с разным содержанием железа. Кремнеземный «термометр», основанный на исследованиях многих авторов [23, 39, 10], широко применяется в гидротермальных системах (фиг. 10). Это обусловлено некоторыми благоприятными обстоятельствами. Кремнезем может находиться в растворе в виде молекул $\text{Si}(\text{OH})_4$, и его растворимость, мало зависящая от других ионов в широком диапазоне pH, сильно изменяется в зависимости от температуры. Кремнезем обычно медленно выпадает в осадок. Затруднения связаны с различной растворимостью кварца, силикатных минералов, стекол и аморфного кремнезема. Алюминий вызывает осаждение кремнезема до 0,1 объемной доли его насыщения [20]. Кроме того, охлаждение при смешении со слабо пересыщенными растворами стимулирует равновесие при низкой температуре. При всех этих обстоятельствах сумма кремнезема в растворе дает нижний предел температуры.

Температура геотермального резервуара может быть определена на основе того, что химическое равновесие водных

растворов сохраняется при их выходе на поверхность. Приемлемость этого метода зависит прежде всего от природы твердой фазы вмещающих пород, а также от выбора компонентов. В этих целях было изучено отношение Na/K [10]. Оно зависит от активностей ионов, контролируемых соответствующими фазами натрий-калиевых минералов, главным образом полевых шпатов и слюд. Следовательно, этот метод по своей сущности подобен кремнеземному.

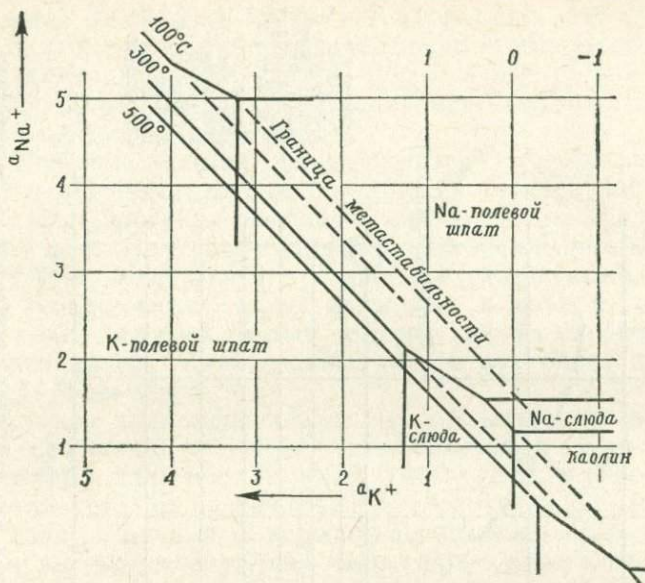
Поскольку концентрация каждого иона в равновесии с многокомпонентной фазой контролируется другими химическими факторами, например pH, отношение двух концентраций позволяет учесть по крайней мере более эффективное взаимодействие. В частности, рассматривая отношение Na/K, необходимо принять во внимание обменную реакцию типа



Сходство обоих ионов обуславливает совместное присутствие весьма похожих минеральных фаз, так что приведенная реакция вполне реальна (фиг. 11). Это подтверждено исследованиями [16]. Эллис и Махон [10] установили зависимость отношения Na/K от температуры, наблюдающуюся как в природных условиях, так и в экспериментах с горными породами (фиг. 12). Кривая на диаграмме составлена с учетом равновесий, полученных различными авторами при анализе естественных и искусственных растворов.

С точки зрения химической термодинамики рассматриваемая зависимость может быть установлена с той степенью отклонения, с которой колеблется разница между свободными энергиями двух ионов в твердой фазе и в растворе. Эта разница обусловлена тем, что связь ионов в кристаллической решетке минералов контролируется атомными свойствами и структурой минерала, а в растворе — свойствами и взаимодействиями как самих ионов, так и ионов с жидкой фазой.

Таким образом, геохимическая термометрия гидротермальных систем может быть выполнена при соблюдении строгих условий. Отношения Na/K в горных породах и минеральных ассоциациях далеко не едины. В вулканических породах требуется изучение стекловатой фазы. Кроме того, необходимо составить представление о генетических типах водных масс. Поэтому геохимическая термометрия, основанная на отношении Na/K, целесообразна на той стадии исследований, когда собраны данные о термальных источниках и питающих их водоносных горизонтах. Для термометрии наиболее подходящи горизонты с установившимся движением вод и стабильным водным балансом. При интенсивной разгрузке флюидов, характерной для многих гидротермальных систем, горные породы обедняются щелочными ме-



Фиг. 11. Границы между полями стабильности различных сочетаний минералов (включая метастабильные) указывают, что различные минеральные ассоциации дают согласующиеся результаты.

таллами и их отношение в водах уравнивается с таковым в породах.

Поразительно, что в поверхностных пресных водах среднее отношение Na/K составляет около 10, что соответствует температуре $\sim 25^\circ\text{C}$ (фиг. 12). Данные Кларка о речных водах приводят к еще более высокой температуре. Это объясняется тем, что задолго до установления равновесия процесс выщелачивания натрия затухает. В измененных породах содержание Na и K достаточно, чтобы обеспечить их равновесное отношение до 30 при температуре среды. Это с очевидностью свидетельствует о большей потребности в натрии, чем в калии, и большем масштабе переноса растворенных компонентов для достижения равновесия. Если это соответствует действительности, отношение Na/K в морской воде хорошо согласуется с вычисленным при реальной температуре среды. Наблюдения показывают, что эффекты обеднения натрием встречаются довольно часто. Поэтому применение этого метода требует изучения гидрогеохимического фона исследуемой геотермальной площади.

Определения гидрохимическим и изотопным методами скорее дают температуру равновесной среды, нежели резервуара. Для определения температуры резервуара требуется отбор флюидов на устье скважин в расчете на то, что по своим свойствам

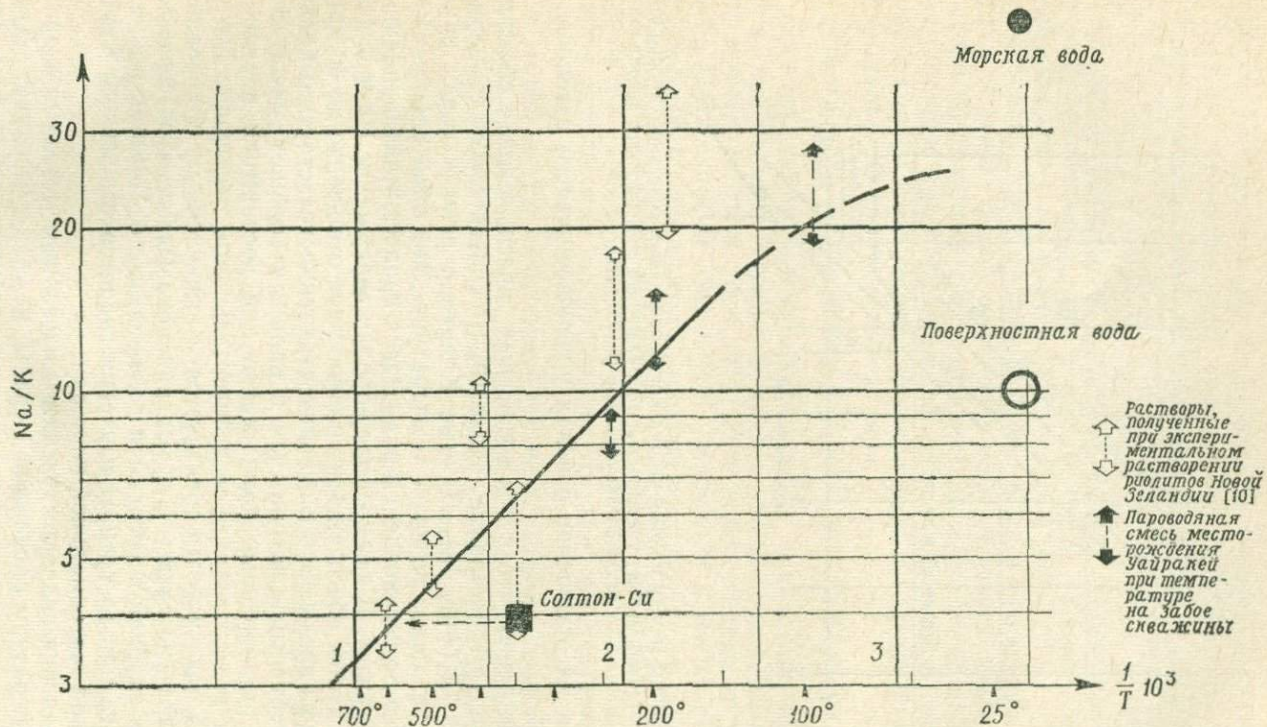


Рис. 12. Зависимость отношения равновесных значений Na и K в растворах от абсолютной температуры.

Кривая отображает значения, полученные экспериментально. Сравнение ее со значениями, полученными в реальных растворах, указывает на установление равновесия, как определяющую черту многих природных систем. Однако побочные явления приводят к большим отклонениям, поэтому рассматриваемое отношение не может служить в качестве «геохимического термометра».

пароводяная смесь здесь близка к температуре в зоне вскипания. С другой стороны, общее газосодержание геотермального пара зависит именно от температуры в резервуаре и противостоит другим факторам, ведущим к вскипанию (неопубликованные данные Стромберга и Тонани).

В заключение отметим, что температура резервуара указывает на перспективу добычи геотермального пара, но вывод о глубине формирования флюидов требует новых фактических данных и идей. По нашему мнению, термальный источник, который питается вскипающей в подземном резервуаре водой, отражает геохимические черты конвекции в двухфазной среде. Поэтому оба критерия оценки температуры на глубине дополняют один другой. Кремнеземный метод как более надежный применим более широко.

Природные термопроявления. Пар образуется от вскипания воды в подземном резервуаре при близких к точке кипения температуре и давлению. По химическому составу паровая фаза резко отличается от первичной воды резервуара. Характер движения пара различный. В хорошо проницаемой толще с единым потоком высокотемпературной воды парообразование происходит лишь в верхнем горизонте. На участке со слабой проницаемостью горных пород пароотделение может совершаться, если при умеренной разности температур возникает конвекция; тогда ожидается движение воды при адиабатических условиях T и p , отвечающих кривой ее кипения. В верхних частях проницаемой толщи (резервуара) формируются ловушки чистого пара.

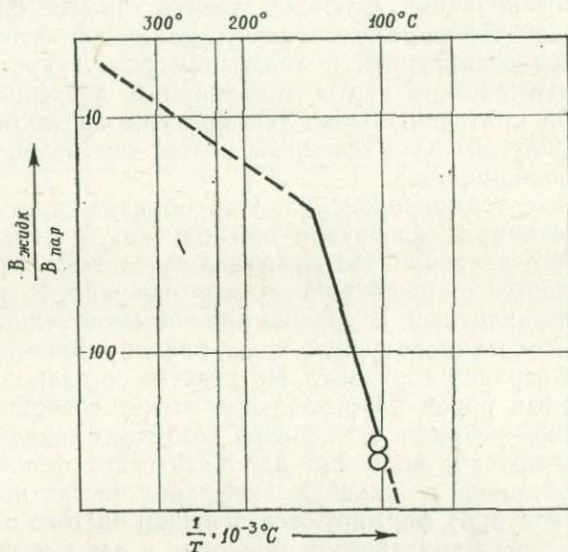
Перенос тепла конденсатом приводит к некоторой его химической стратификации, а вскипание воды усиливает этот процесс. Неоднократный переход от испарения к конденсации и обратно может привести к формированию типов вод, весьма не похожих на первичный состав флюида.

Участки природных термопроявлений выделяются на местности не только как тепловые, но и как геохимические аномалии. Последние в геосторическом отношении существуют дольше и образуют своего рода ореолы изменений горных пород вокруг термальных полей.

Физико-химические условия выхода парагазовых струй и термальных вод вызывают процессы фракционного выделения из них газов и минеральных компонентов. Содержание газа сильно увеличивается в паровой фазе по сравнению с жидкой, а содержание минеральных компонентов распределяется неравномерно. К ним относятся аммоний и борная кислота. Содержание аммония, как и многих других соединений, возрастает в паровой фазе по сравнению с его содержанием в воде. В охлажденных конденсатах накопление аммония увеличивается с повышением их кислотности.

Борной кислоты в паровой фазе содержится меньше, чем в воде, но ее содержание в паре увеличивается по сравнению с минерализацией раствора. Суммарное содержание сероводорода в паре зависит, по-видимому, от рН кипящей воды, повышение которого может быть обусловлено выделением CO_2 .

Содержание борной кислоты в паровой фазе увеличивается с повышением температуры вскипания жидкой фазы (фиг. 13).



Фиг. 13. Зависимость содержания бора (моль/кг) в жидкой [26] и паровой [21] фазах от температуры.

При стабильном режиме системы в процессе конденсации пара в водоносном горизонте между питающим резервуаром и земной поверхностью содержание борной кислоты зависит от температуры и характера разгрузки воды и пара. При отсутствии поверхностных термопроявлений конденсация может быть равной доле испарения (фиг. 14).

В стабильной системе содержание бора в разных фазах отвечает уравнению

$$S \cdot (B)_{sr} = E \cdot (B)_{sa} \quad \text{при} \quad S = E,$$

где S — приток пара; E — доля испарения (отток пара); $(B)_{sr}$ — содержание бора в паре (например, в виде числа атомов на кг), выделяющегося из питающего резервуара при температуре в нем T_r ; $(B)_{sa}$ — содержание бора в паре, образующемся в промежуточном водоносном горизонте при его температуре T_a или в нескольких горизонтах.

Обозначая через K коэффициент распределения бора в жидкой и паровой фазах (соответственно B_{wr} и B_{wa}) и учитывая его зависимость от температуры $K=K(T)$ (см. фиг. 13), получим

$$\frac{(B)_{wr}}{(B)_{sr}} = K(T_r)$$

для питающего резервуара и

$$\frac{(B)_{wa}}{(B)_{sa}} = K(T_a)$$

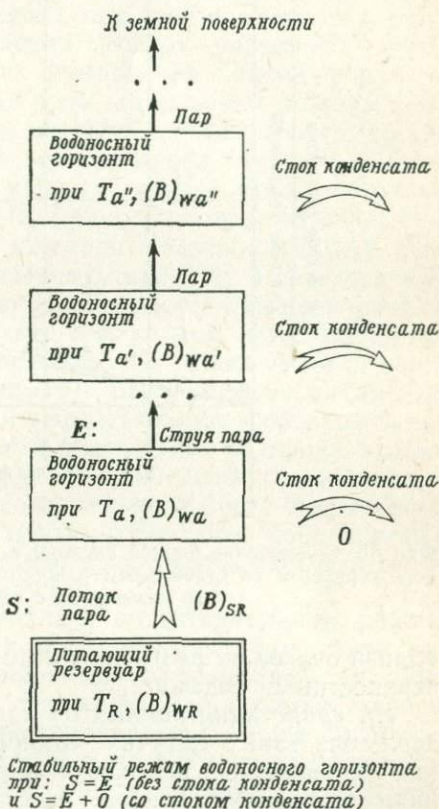
для водоносного горизонта.

Тогда условием постоянства содержания борной кислоты становится

$$\frac{(B)_{wa}}{(B)_{wr}} = \frac{K(T_a)}{K(T_r)}$$

При наличии поверхностных выходов отмечается, что содержание бора в воде питающего горизонта уменьшается с увеличением дебита источников (фиг. 15). Если вторичное испарение конденсата не наблюдается, весь конденсат стекает; содержание бора в нем прямо пропорционально количеству образующегося на глубине пара. При температуре питающего резервуара 300°C содержание бора в конденсате на земной поверхности по сравнению с содержанием в резервуаре возрастает в 30 раз.

В районе Лардерелло, характеризующемся развитием эвапоритовой толщи, боронные термальные растворы по своей насыщенности местами достигают равновесия с борными минералами. В этих случаях бор, выносимый термальными водами, накапливается



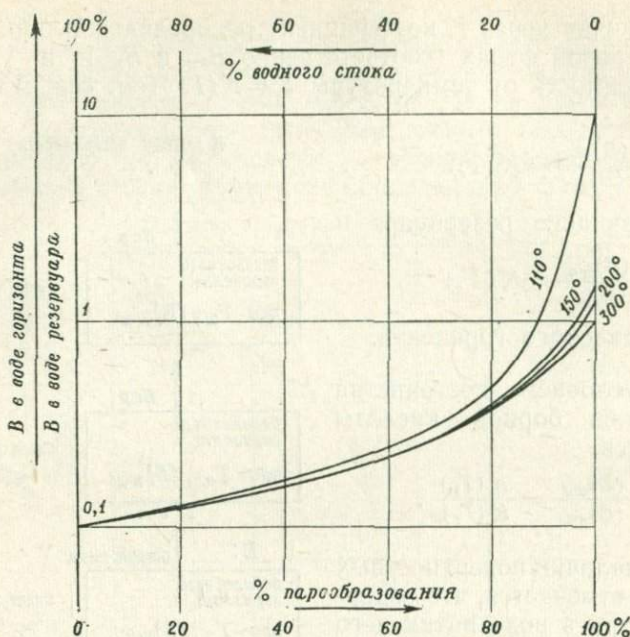
Фиг. 14. Схема распределения борной кислоты в питающем резервуаре и вышележащих водоносных горизонтах.

Концентрация бора зависит от температуры и водного режима горизонта, т. е. от наличия или отсутствия стока конденсата.

При отсутствии стока $\frac{(B)_{wa}}{(B)_{wr}} = \frac{K(T_a)}{K(T_r)}$;

$$\frac{(B)_{wa}'}{(B)_{wa}} = \frac{K(T_a')}{K(T_a)}$$
 и т.д.

Совместное решение приведенных уравнений указывает, что концентрация бора зависит от температуры, т. е. от глубины, каким бы ни было число водоносных горизонтов над питающим резервуаром.



Фиг. 15. Содержание борной кислоты в зависимости от температуры водонесного горизонта со стабильным режимом, питающегося паром из геотермального резервуара с температурой 300 °С.

вблизи очагов их разгрузки, а не рассеивается грунтовыми и поверхностными водами.

Интерпретация данных об изученных термоявлениях. Содержание таких летучих компонентов в геотермальном паре, как сероводород, аммиак и борная кислота, характеризуется нижеследующей таблицей (ммоль/кг).

Компоненты	Лардерелло (Италия)		Гейзеры (США)	
	пределы содержания	среднее значение	пределы содержания	среднее значение
S, H ₂ S	25—100	50	10—40	20
NH ₃	5—40	20	10—60	40
H ₃ BO ₃	0,5—15	5	~0,5	—

Преобладающим компонентам в паре отвечает состав минеральных возгонов: борных в Лардерелло, аммониевых в Гейзерах и сульфатно-сульфидных в обоих районах. Содержание аммония и борной кислоты в грунтовых водах в десятки и сотни,

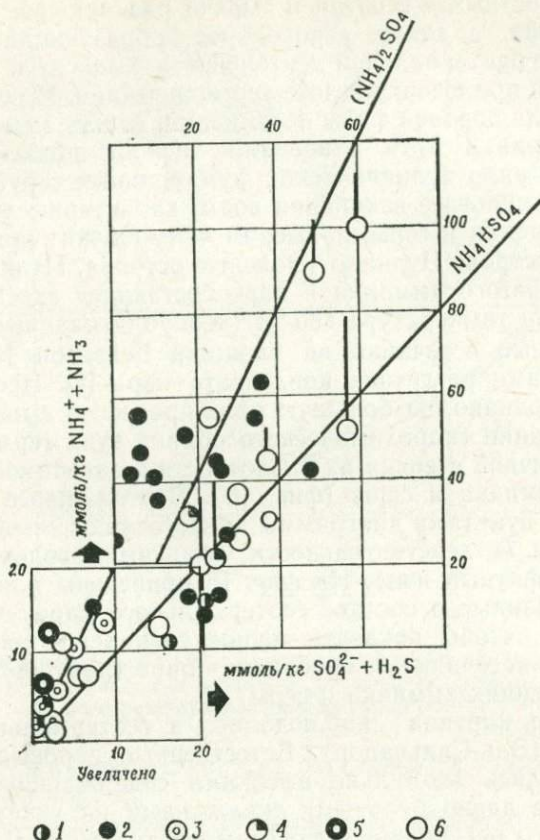
а в поверхностных — в сотни и тысячи раз меньше, чем в паре. Эти вещества, а также сероводород, образующийся, видимо, в результате бактериальной деятельности, выносятся из глубоких горизонтов в приповерхностные термоаномалии. И если в миграции бора роль паровой фазы несомненна, то для аммония и серы большую роль в этом отношении играют подземные воды. Однако для ряда вулканических фумарольных струй, формирующихся в результате вскипания воды, характерны возгоны хлористого аммония и серы, примером чему служит кратер Фосса-Гранда на острове Вулкано (Эоловые острова, Италия). Содержание хлористого аммония в паре составляет здесь несколько ммоль/кг при температуре 185 °С (неопубликованные данные).

Термальные источники на площади Гейзеров (США) считались очагами разгрузки конденсата пара [2]. Исследователи указывали, однако, на большую роль процессов выщелачивания в формировании гидрохимического облика этих терм, выраженного в различной степени их кислотности в зависимости от соотношения аммиака и серы (фиг. 16). Вертикальные линии над некоторыми пунктами диаграммы представляют «свободные» ионы водорода (в действительности часть этого водорода входит в гидросульфатный ион). На фиг. 16 приведены для сравнения некоторые данные о составе геотермального пара, получаемого скважинами, чтобы показать точное совпадение наблюдаемых изменений в источниках с таковыми в паре (речь идет о суммарных содержаниях аммиака и серы).

Подобная картина наблюдалась в геотермальном районе Ахуачапан (Эль-Сальвадор). Естественные паровые струи характеризовались аномально высокими содержаниями аммония и бора. Уже давно буровыми скважинами на участке Плайон были вскрыты неглубокие высокотемпературные воды. Этот участок резко отличается от соседней с ним площади Кампо-Салитре, расположенной выше по склону вулканического массива и характерной своими солеными источниками. Оба района представляют выбор для разведочного бурения.

Грунтовая вода района Плайон-де-Ахуачапан оказалась конденсатом пара, о чем можно судить по ее составу (фиг. 17 и 18). Совместное рассмотрение этих фигур, а также анализ отношения Na/K позволяют установить взаимосвязь вод различных типов в районе. Возможность соединения точек содержания гидросульфат-иона, начиная со скважины ПА-3 (см. фиг. 17), прямыми линиями указывает на процессы смешения вод. Содержание щелочных металлов в водах скважины ПА-3 и расположенного рядом источника указывает на их связь с водами Кампо-Салитре, что подтверждают и отношения Na/K.

График минерализации вод отражает более сложные связи, полученные путем проведения линий (указаны стрелкой на

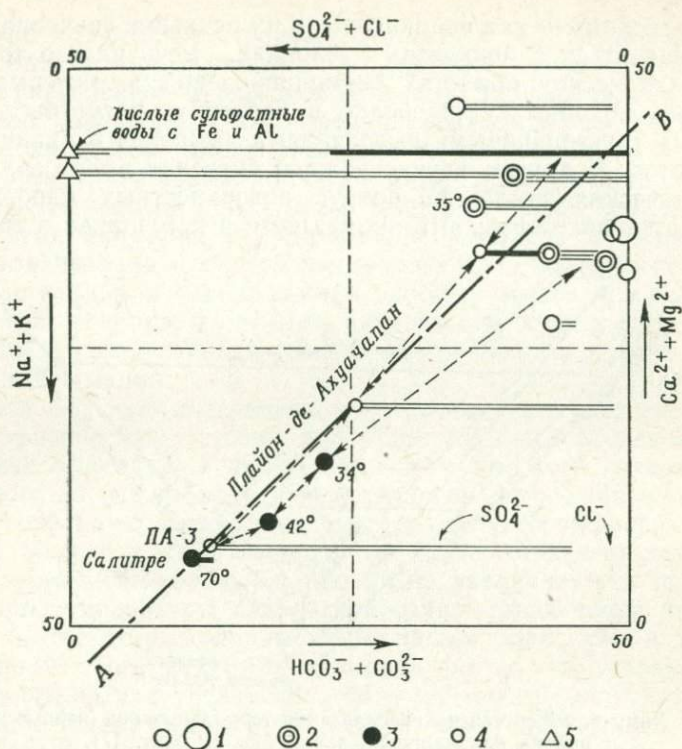


Фиг. 16. Зависимость рН термальных вод месторождения Гейзеры от соотношения соединений аммиака и серы в глубинном высокотемпературном флюиде.

1 — естественные паровые струи; 2 — пар из скважин; 3 — термальные воды мелких гейзеров; 4 — то же по другим анализам; 5 — пар геотермальной электростанции; 6 — глубокие термальные воды.

фиг. 18) от среднего состава поверхностных вод через источник ПА к точке состава воды Салитре и от нее к точке состава воды скважины ПА-3. Пунктирные стрелки исходят из того, что выщелачивание сульфатов происходит в той же степени, что и хлоридов, о чем можно судить по отношению Na/K в сульфатных водах, достигающему 15 в хлоридных водах. Подобное отношение наблюдается и в скважине ПА-3.

Гипотеза о вскипании глубинной воды в резервуаре и распространение пара через соленые воды (Салитре), обогащаемые сульфатами (скважина ПА-3), привела к заключению о высокой



Фиг. 17. Ионный состав вод площади Плайон-де-Ахуачапан.

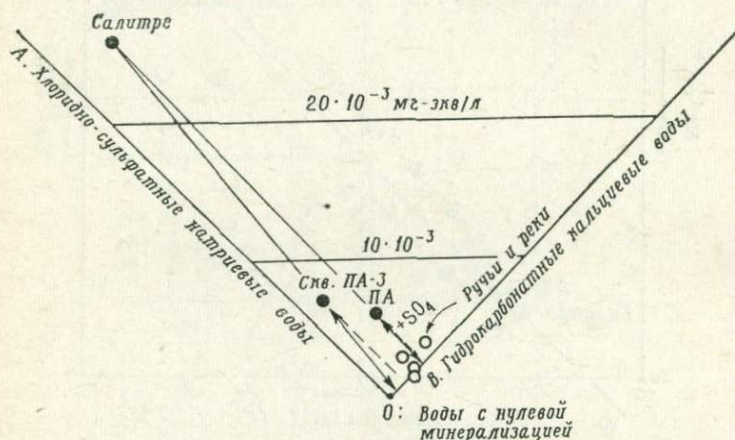
Содержание гидросульфат-иона указано двумя прямыми пунктирными линиями, позволяющими отделить сульфатные воды от хлоридных. АВ — линия, по которой построен график минерализации вод.

1 — поверхностные воды (ручьи и реки); 2 — грунтовые воды из источников и скважин; 3 — хлоридные воды района Салитре; 4 — сульфатные воды района Плайон из мелкой скважины ПА-3; 5 — кислые термальные воды озера Эль-Саусе и кратерного озера Де-Алегрриа.

бороносности термальных вод. Все это явилось предпосылкой к продолжению геотермальных изысканий, и несмотря на некоторую противоречивость нашего предвидения [32], оно подтвердилось при бурении глубоких скважин. Надо отметить, что в этом случае невозможно было использовать ни данные о содержании аммония, поскольку он, вероятно, интенсивно окисляется в горизонтах грунтовых вод, ни данные о бороносности вод. Важнейшая информация была получена путем анализа ионно-солевого состава и минерализации вод.

Таким образом, этот пример показывает, что гидрогеохимические исследования не могут основываться на простых правлах. Борная кислота и аммоний в водах представляют собой

общие геохимические индикаторы, и их реальное значение должно оцениваться в конкретных условиях. Речь идет о том, что в вулканических областях термопроявления в геотермальных районах, подобных Лардерелло и Гейзерам, могут быть сопоставимы с газопаровыми выделениями активных вулканических аппаратов. В другом случае важное значение имеет сравнение геохимических аномалий вокруг поверхностных парогазовых струй с гидрохимическими аномалиями в источниках и горизон-



Фиг. 18. Химический состав и минерализация термальных вод (черные кружки) района Ахуачапан по линии АВ (см. фиг. 17).

Термальные грунтовые воды (скважина ПА-3) представляют собой смесь хлоридно-сульфатных вод района Салитре и конденсата глубинного пара. Для сравнения показаны воды ручьев и рек (светлые кружки), смешение которых с водами Салитре дает источники площади Плайон (ПА).

тах термальных вод, которые могут содержать примесь геотермального пара.

Подобные явления весьма показательны для района Лардерелло. К примеру, термальные воды проницаемой толщи (светлые кружки на фиг. 7) идентичны по составу водам покровной флишевой толщи (темные кружки в нижнем правом квадрате фиг. 6, б). Однако первые содержат аномальные количества аммония и бора (источники Баньо-ла-Перла). Дело осложняется тем, что и неогеновая толща содержит эвапоритовые горизонты и в процессе выщелачивания из нее отгоняется множество компонентов, включая аммоний и бор.

Задача расчленения вод решается путем установления корреляций между хлором и бором, причем анализу должны быть подвергнуты нелинейные соотношения. Этим путем, например, была установлена предположительная связь вод Баньо-ди-Сан-Мишель с глубинным паром (неопубликованные данные).

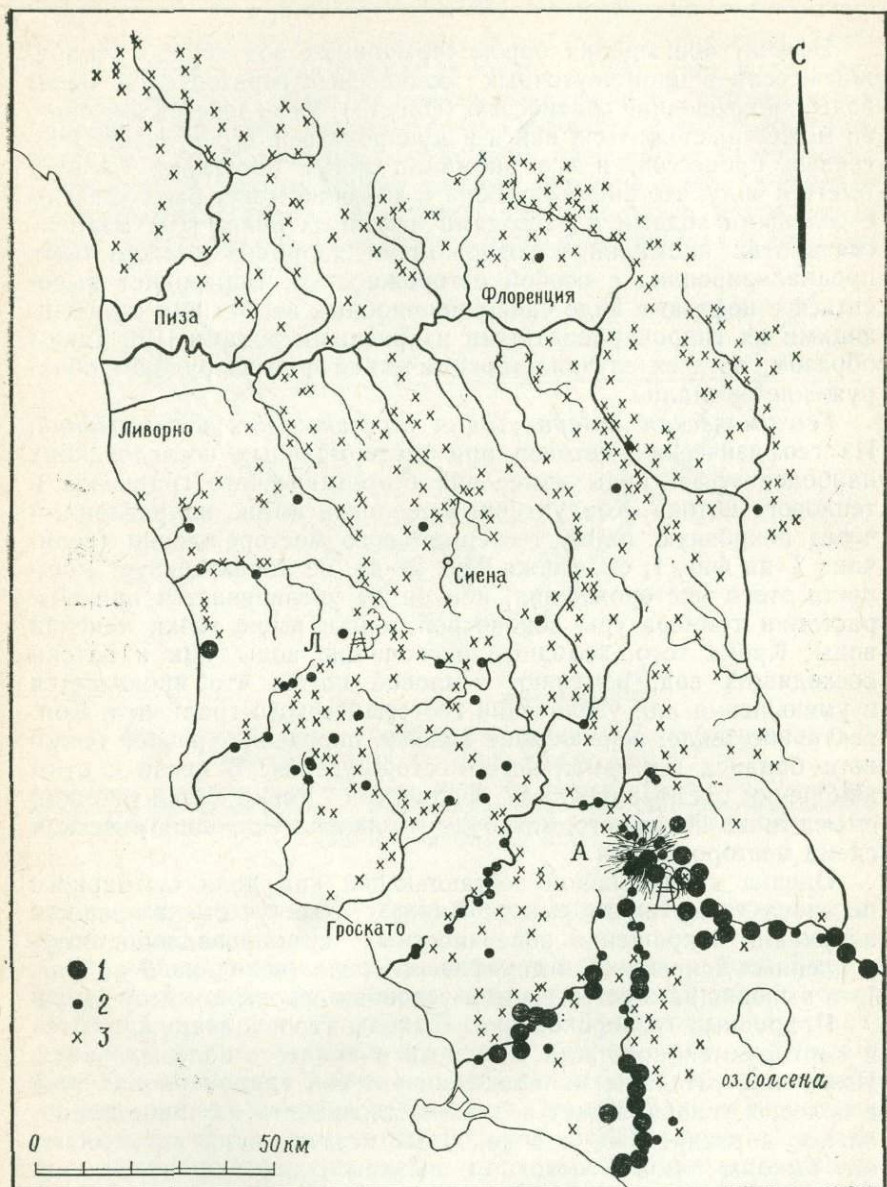
Эффект обогащения бором термальных вод трудно обнаружить, если в промежуточных водоносных горизонтах развиты воды с повышенной соленостью (фиг. 15). Что касается аммония, он может разложиться, как и редуцироваться, в результате биогенных процессов, и его аномалии могут исчезнуть. Следует иметь в виду, что аномалии бора и аммония могут быть связаны с солеными водами и рассолами нефтяных полей [19]. Взаимосвязь этих аномалий с содержанием хлоридов должна быть проанализирована с особой осторожностью. Бор может выноситься с нефтью в виде сапониноподобных восков или с омывающими их гидрокарбонатными натриевыми водами [19]. Таким образом, во всех случаях геохимический фон затрудняет обнаружение аномалий.

Геохимическая интерпретация геофизических исследований. Из геофизических методов при геотермальных исследованиях наиболее эффективны измерения геотермического градиента и теплового потока. Кондуктивный тепловой поток, направленный через покровную толщу геотермального месторождения (величина L на фиг. 1, см. также фиг. 2—4), не характеризует мощность этого месторождения, ибо он не увеличивается при возрастании температуры водоносной толщи выше точки кипения воды. Кроме того, холодные нисходящие воды, как и потоки восходящих вод, изменяют тепловой поток, что проявляется в уменьшении или увеличении геотермического градиента. Конвективное тепло, переносимое водами, определяет расчет теплового баланса геотермального месторождения. В связи с этим измерения температурных градиентов имеют практический смысл лишь после того, как будет выявлена гидродинамическая схема месторождения.

Оценка кондуктивной составляющей как доли суммарного переноса тепла имеет смысл. Важно также учесть в процессе изысканий сокращение поверхностных термопроявлений, обусловленных конвекцией в двухфазной среде (величина S на фиг. 1) и выводящих в естественных условиях основную массу тепла.

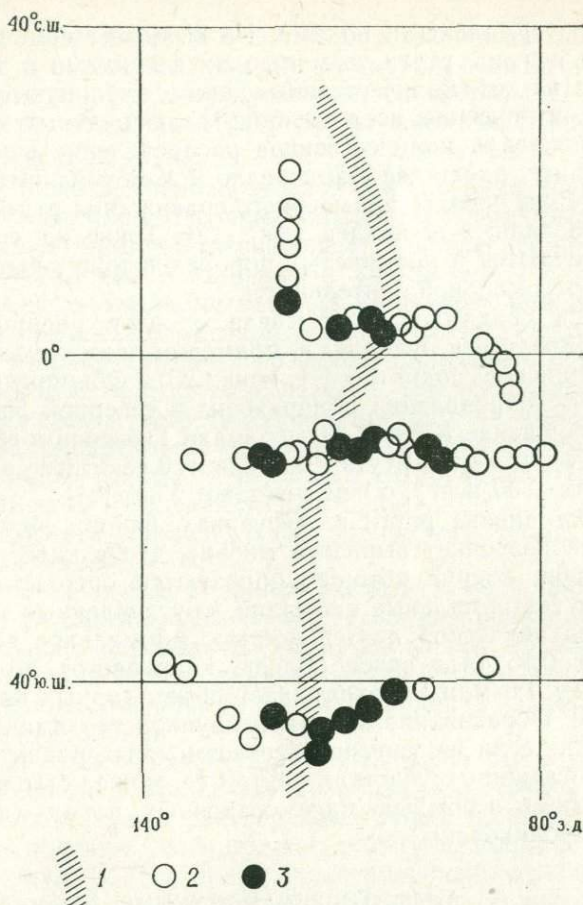
Природные газопроявления. Выходы газов обнаруживаются и картируются простыми методами в процессе полевых работ. Измерение рН воды и определение в ней гидрокарбонат-иона в полевых условиях дает возможность оценить истинное парциальное давление CO_2 в воде. Опыт исследований показывает, что выходы газов в основном связаны с термопроявлениями. В ряде случаев необходимы тщательные исследования растворенных газов, чтобы уточнить характер этой связи.

Ореолы рассеяния ртути. Гулд первым установил связь ртутных проявлений с термальными источниками в Калифорнии [2]. Теоретическое обоснование этой связи разработано А. А. Сауковым [27], который выдвинул идею о миграции больших



Фиг. 19. Ореолы рассеяния ртути на геотермальных площадях, Лардерелло (Л) и Монте-Амиата (А) в Тоскане.

Показаны точки отбора проб и содержания ртути в аллювиальных и вулканогенных породах. Содержание Hg, мг/л: 1 — больше 4; 2 — 1—4; 3 — меньше 1.



Фиг. 20. Ореолы рассеяния ртути в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия [4].

1 — простирание поднятия; 2 — содержание Hg до 0,1 млн⁻¹; 3 — содержание Hg больше или равно 0,1 млн⁻¹.

количеств ртути под воздействием нагревания толщ пород, главным образом осадочных. В них отмечаются малые содержания ртути (от нескольких сотых до десятых части на миллион), которая в виде пара заполняет мельчайшие пустоты. Накопление ртути происходит в более холодных зонах, т. е. ближе к земной поверхности, а в поверхностных условиях — вокруг термоаномалий. В целом процесс миграции и накопления ртути весьма сложен, и интерпретация данных в целях поисков геотермальных месторождений связана с большими трудностями.

Прежде всего во многих районах мира устанавливается бесспорная связь ртутных рудопроявлений с современными

активными термальными полями. Не вызывает сомнений мобилизация и перенос ртути термальными флюидами в вулканических областях, хотя количественные данные публикуются редко [1].

Ртутнометрические исследования аллювиальных отложений Тосканы показали количественное распределение ртути вокруг геотермальных площадей Лардерелло и Монте-Амиата [6]. Весьма характерны ореолы повышенного содержания ртути в речных осадках названных площадей (фиг. 19). Такие же содержания ртути отмечаются в кремнистых породах и могут быть отражением гидротермальной деятельности.

Имеются свидетельства о связи ореолов распространения ртути с подводными вулканами, примером чему служит Восточно-Тихоокеанское поднятие [4] (фиг. 20). Обширные ртутные ореолы и рудопроявления обнаружены в северной Калифорнии (личное сообщение Котни). На площади Гейзеров в геотермальном паре содержание ртути составляет $0,13 \text{ млн}^{-1}$, а в серных отложениях — 50 млн^{-1} , о чем сообщает Уайт [37].

Распространение ртути в эффузивах района Монте-Амиата во времени позволяет выразить мнение, что в качестве питающих центров, вокруг которых образуются ореолы рассеяния, выступают геотермальные аномалии, обусловленные магматической и вулканической деятельностью. Аномальное содержание ртути — от $0,15$ (что вдвое больше кларкового) до $4,0 \text{ млн}^{-1}$ и в среднем $1,5 \text{ млн}^{-1}$ — охватывает объем горных пород около 25 км^3 [25]. Образование подобной крупной геохимической аномалии, даже если не упоминать о возможных рудных проявлениях и обогащенных участках внутри ее, может быть объяснено разогреванием огромных масс осадочных пород (данные об этом не опубликованы).

АНАЛИТИЧЕСКАЯ ТЕХНИКА

Методы анализов вод и газов избраны согласно следующим критериям: 1) точности; 2) скорости и 3) легкости выполнения как в лаборатории, так и в полевых условиях. Точность анализов должна сохраняться и при большом их числе, что облегчает статистическую обработку. С другой стороны, это обстоятельство замедляет аналитический процесс.

Важное значение имеют условия хранения и перевозки проб воды, ибо это влияет на сохранение в них газов, летучих и легко разрушаемых компонентов. Отсюда возникает необходимость ускоренного отбора проб и незамедлительного анализа их на месте. Полевая лаборатория должна быть портативной, хорошо защищенной от воздействия внешней среды и удобной для транспортировки. Она должна содержать минимум хрупких стеклянных предметов.

Методика определения отдельных компонентов может быть дана лишь в общей форме. Ионы гидрокарбоната, кальция и магния определяются микрообъемным способом. Разбавленные поверхностные воды на HCO_3^- лучше анализировать в атмосфере CO_2 при $p=0,1$ атм.

Борная кислота анализируется в лаборатории спектрофотометрическим методом. Полевые анализы выполняются кулонометрическим методом (с титрованием), в последнее время улучшенным. Исследование Манчини и автора в 1970 г. подтвердило надежность кулонометрии для природных вод по сравнению с диантримидовым методом. Чувствительность кулонометрии выше, чем второго метода, и позволяет определять борную кислоту в количестве меньше 10 мкмоль/кг. Чувствительность может быть приближена к теоретическому пределу 0,1 мкмоль/кг.

Аммоний определяется на основе его микродиффузионных свойств кулонометрическим обратным титрованием. Применение метода возможно в полевой лаборатории.

Кремнекислота анализируется колориметрически в желтом молибдате кремния.

Соотношение окиси и закиси железа в воде определяется визуальной колориметрией. Проба, стабилизированная дипиридиллом, позволяет определить суммарное железо в стационарной лаборатории. Для определения сульфата были предложены методы, основанные на обмене ионов, выпадении сульфата бария и обратном титровании.

Свободно выделяющиеся CO_2 и H_2S могут быть определены при опробовании с помощью адсорбционных трубок Дрегера. Метод подходит и для растворенных газов, причем в качестве носителя в полевых условиях могут быть использованы изобутан или воздух. В этих целях сконструировано приспособление (газовая камера) для контакта большого количества воды с ограниченным количеством газа. Парциальные давления при установлении равновесия могут быть определены в поле (H_2S , CO_2) или в лаборатории (N_2 , O_2 , Ag и др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные условия формирования геотермального месторождения следующие: наличие вскипающей высокотемпературной воды; развитие проницаемой водоносной толщи, обуславливающей достаточную производительность скважин; наличие локального теплового потока, достаточного для поддержания температуры водоносной толщи не ниже точки кипения воды, несмотря на расход теплоносителя. Речь идет о соблюдении этих условий в течение геологического времени, причем общая картина не меняется, если отдельные из условий не постоянны.

Тепловой поток и соответствующая мощность месторождения указывают на избыток тепла в земных недрах и отток его путем теплопроводности и конвекции. Избыточное тепло водоносной толщи передается в окружающее пространство при конвекции в двухфазной среде, особенно эффективной при вскрытии месторождения буровыми скважинами. Согласно этой точке зрения, обнаружение и оценка избыточного двухфазно-конвективного тепла представляет более интересную задачу, чем измерения кондуктивного или двухфазно-конвективного тепловых потоков.

Особое внимание при геотермальных исследованиях должно быть уделено: естественным термопроявлениям, особенно специфическим и указывающим пути к центрам месторождений; геохимической термометрии и систематизации геохимических данных о водоносных горизонтах и питающих их глубинных флюидопроводящих зонах.

В основе программы геотермических изысканий должна лежать гидрогеологическая съемка площадей. Гидрогеологическая карта позволяет контролировать и оценивать важнейшие геолого-структурные, геохимические и геофизические данные о геотермальных объектах.

Список литературы

1. Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А., К геохимии ртути в вулканическом процессе, в сб. «Проблемы вулканизма», Петропавловск-Камчатский, Дальневост. книжн. изд-во, 330—332, 1964.
2. Allen E. T., Day A. L., Steam wells and other thermal activity at "The Geysers", California, Carnegie Inst. Washington, Publ. 378, 1927.
3. Boato C., Craig H., Geochimica degli isotopi nella acque meteoriche e di origine termale, Atti 1° Conv. Geologia Nucleare, Roma, 22, 1955.
4. Boström K., Fisher D. E., Distribution of mercury in East Pacific sediments, Geochim. et Cosmochim. Acta, 33, 743, 1969.
5. Correns C. W., The Geochemistry of the Halogens, Physics and Chemistry of the Earth, 1, 1956.
6. Dall'Aglio M., DaRoit R., Orlandi C., Tonani F., Prospezione geochimica del mercurio, Distribuzione del mercurio nelle alluvioni della Toscana, L'Industria Mineraria, XVII, 391, 1966.
7. Dall'Aglio M., Tonani F., Studio Idrogeochimico delle Acque Superficiali del Lazio, Notiziario del CNEN, 8, № 11, 1962.
8. Dall'Aglio M., Tonani F., Visibelli D., A new spectrographic method for the determination of mercury in alluvia and soil samples, Acta XV Colloquium Spectroscopicum internationale, Madrid, May, 1969, 1970.
9. Elder J. W., Physical Processes in Geothermal Areas, in: Lee W. H. K., ed., Terrestrial Heat Flow, Monograph Series, № 8, 1965.
10. Ellis A., Mahon W. A. J., Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions, Geochim. et Cosmochim. Acta, 28, 1323, 1964.
11. Facca G., A note on the organization of a Geothermal Exploration Project, UNDP circular letter, Aug. 9th, 1967.
12. Facca G., Ten Dam A., Geothermal Power Economics, WGE Ed., Los Angeles, 1964.
13. Facca G., Tonani F., Natural steam geology and geochemistry, Proc. Rome Conference on New Sources of Energy, U. N., 219, 1961.

14. *Facca G., Tonani F.*, The Self-sealing Geothermal Field, *Bull. Volcanol.*, **XXX**, 271, 1967.
15. *Francalanci G. P.*, Contributo per la conoscenza delle manifestazioni idrotermali della Toscana, *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., S. A.*, **LXC**, 11, 372, 1958.
16. *Garrels R., Christ L.*, Solutions, minerals and equilibria, New York, 1965.
17. *Goguel J.*, Le régime thermique des eaux souterraines, *Annales des Mines*, **X**, 3, 1953.
18. *Granier C.*, La terminologie des méthodes de prospection géochimique, *Bull. Soc. Française Min. et Crist.*, **LXXXV**, 11, 1962.
19. *Гуляева Л. А., Каплун В. Б., Шишенина Е. П.*, Бор в нефтях и его распределение по отдельным нефтяным компонентам, *Геохимия*, № 7, 813—817, 1966.
20. *Harder H.*, Experimente zur "Ausfällung" der Kieselsäure, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **29**, 429, 1965.
21. *Jaulmes P., Gontard A.*, № 19, Sur la volatilité de l'acide borique, I. *Bull. Soc. Chimique (4)*, **5**, 139, 1937.
22. *Keller R., Valduga A.*, The natural steam at Larderello, Italy, *J. Geol.*, **LIV**, 327, 1946.
23. *Krauskopf K.*, Dissolution and precipitation of silica at low temperatures, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **10**, 1, 1956.
24. *Marinelli G.*, Some geological data on the geothermal areas of Tuscany, *Bull. Volcanol.*, **XXXIII**, 1, 319, 1969.
25. *Mazzuoli R., Pratesi M.*, Rilevamento e studio chimico petrografico delle rocce vulcaniche del M.te Amiata, *Atti Soc. Tosc. S. Nat., S. A.* **LXX**, 355, 1963.
26. *Nasini R.*, I soffioni e i lagoni della Toscana e l'industria boracifera, Roma, 1930.
27. *Saukov A. A.*, *Geochemie*, Berlin, 1953.
28. *Tonani F.*, Il contenuto di fluoro e di boro in acque termo-minerali toscane, *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. S. A.*, **LXIV**, 184, 1957a.
29. *Tonani F.*, Contributo alla conoscenza della geochimica del fuoro, *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. S. A.*, **LXIV**, 152, 1957b.
30. *Tonani F.*, Some geochemical criteria in geothermal exploration, IV Symposium on Geothermal Problems (IHFC), **XIV**, IUGG Gen. Ass., Zürich, 1967.
31. *Tonani F.*, Geothermal exploration in El Salvador, *Geochemical Mission 1967*, U. N. Report, 1967.
32. *Trevisan L.*, Una nuova ipotesi sull'origine della termalità di alcune sorgenti della Toscana, *L'industria mineraria*, febbraio, 2, 1951.
33. *Wallhäuser K. H., Puchelt H.*, Sulfatreduzierende Bakterien in Schwefel- und Grubenwässern Deutschlands und Osterreichs, *Centr. Mineral. u. Petrol.*, **13**, 12, 1966.
34. *White D. E.*, Thermal waters of volcanic origin, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **68**, 1637, 1957a.
35. *White D. E.*, Magmatic, connate and metamorphic waters, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **68**, 1659, 1957b.
36. *White D. E.*, Preliminary evaluation of geothermal areas by geochemistry, geology and shallow drilling, *Proc. Rome Conference on New Sources of Energy*, U. N., 402, 1961.
37. *White D. E.*, Mercury and base-metal deposits with associated thermal and mineral waters, *Geochemistry of hydrothermal deposits*, Ed. L. H. Barnes, 575, 1967.
38. *White D. E., Hem J. D., Waring G. A.*, Chemical composition of subsurface waters, *USGS Prof. Pap.* 440-F, 1963.
39. *White D. E., Brannock W. W., Murata K. J.*, Silica in hot spring waters, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **10**, 27, 1956.

**КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ**

А. Эллис

ВВЕДЕНИЕ

В последние 6—8 лет все более возрастает уверенность в том, что состав природных высокотемпературных вод (выше 100 °С) и пара в гидротермальных системах формируется в основном под воздействием состава вмещающих горных пород в условиях высоких температур и давлений. О геохимии глубинных гидротерм стало возможным судить по данным анализа паров и вод из поверхностных выходов. Интерпретация этих данных позволяет представить условия в недрах гидротермальных систем — температуру, гидростатическое давление, давление газов, типы горных пород, а также судить о протекающих на большой глубине геохимических процессах.

Корреляция химического состава термальных вод с условиями их формирования особенно важна, когда речь идет об исследовании ресурсов геотермальной энергии. Количественная разработка данной проблемы началась после 1961 г., когда на Конференции ООН по новым видам энергии были обсуждены эмпирические данные о связи между химией глубинных флюидов и средой их формирования. В настоящее время эта проблема получила большую количественную основу.

Предлагаемая статья посвящена рассмотрению некоторых важнейших и наиболее изученных химических реакций и равновесий. Часть затронутых вопросов уже детально обсуждалась в других статьях; здесь коротко изложена лишь сущность этих вопросов со ссылками на соответствующие литературные источники. Некоторые из работ, обобщающие геохимические аспекты геотермальных исследований в Новой Зеландии, выполнены Эллисом и другими авторами [12, 14, 16, 18]. В последней работе наряду с пересмотром вопросов геохимии гидротермальных систем проведена типизация термальных вод таких районов, как Уайракей, Солтон-Си, Мехикали и Отаке.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОДЫ И ПАРА

Известны химические составы парогидротерм многих геотермальных площадей. В табл. 1 сведены данные о составе вод гидротермальных систем различных стран. Температура вод

колеблется от 100 до 340 °С, а минерализация, представленная в основном ионами хлора, изменяется в пределах 0,03—155 г/л. По данным таблицы можно судить о прямо пропорциональной зависимости концентраций кремнекислоты от температуры (исключая данные о Солтон-Си) и обратно пропорциональной зависимости от температуры отношений Na/K и Na/Rb. Концентрации кальция и магния в водах зависят от минерализации, но не прямолинейно. Для вод геотермальных систем, за исключением сложных базальтами в Исландии, характерны очень высокие концентрации лития, цезия, фтора, бора и мышьяка, т. е. элементов, которые в прошлом считались признаком поступления в воды магматических флюидов.

В табл. 2 представлены данные о составе пара из геотермальных скважин различных районов земного шара, например Лардерелло и Гейзеров, а также из естественных термопроявлений таких стран, как Япония, Исландия, Новая Зеландия, Мексика, Центральная и Южная Америка.

На площадях проявления газопаровых струй их состав не зависит от давления в коллекторе. Но в тех местах, где высокотемпературные воды вскипают в стволах скважин или в естественных каналах, паровая фаза содержит газы, характеризующиеся различной растворимостью в водах (большой частью CO_2 , H_2S , CH_4 , H_2 и N_2). Концентрация их в паровой фазе в этом случае зависит от процентного соотношения пара и воды и, следовательно, от давления в коллекторе.

Газосодержание пара широко изменяется в различных геотермальных полях и существенно влияет на возможности освоения их энергетических ресурсов. Самое низкое содержание газа, составляющее 0,005 мол. %, наблюдалось до сих пор в паровых струях поля Ахуачапан в Эль-Сальвадоре, в то время как буровые скважины на площадях Нгауаха в Новой Зеландии и Монте-Амиата в Италии [6] продуцируют смеси газов, паров и вод в их соизмеримых количествах. Среди газов обычно преобладает CO_2 , повышенные же концентрации H_2S характерны для площадей, недра которых богаты серными залежами (например, площадь Татун в провинции Тайвань).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПАРОГИДРОТЕРМАХ

Формирование химического состава парогидротерм может быть рассмотрено на примерах отдельных геотермальных площадей. Источники поступления химических компонентов в геотермальные флюиды весьма проблематичны. В одних работах [16, 17] рассматривается состав высокотемпературных вод вулканических областей, тогда как другие [19] посвящены химии

Химический состав термальных вод

Место опробования	Т, °С	Глубина, м	рН при 20°С	Содержание	
				Li	Na
Буровая скважина, Рейкьявик	100	600	8,6	<0,1	95
Скважина Г-3, Хвергерди	216	650	9,6	0,3	212
Скважины Паужетки, Камчатка	170—195	300—400	8,9	—	940
Скважина 1, Нгауаха	230	585	7,4	12,2	950
Скважина 2, Бродлендс	260	1030	8,3	11,7	1050
Скважина 24, Уайракей	250	830	8,3	13,2	1250
Скважина 2, Ротокава	220	880	7,8	10,2	1525
Скважина Е-103, Татун	200	1000	3,2	—	282
Скважина 1, Мацукава	~300	945	4,9	—	264
Скважина 5, Мехикали ²	340	1285	—	19	5 820
Скважина 1, Солтон-Си ²	340	1600	4,7	215	50 400

Место опробования	Т, °С	Глубина, м	рН при 20°С	Содержание	
				I	SO ₄
Буровая скважина, Рейкьявик	100	600	8,6	—	16
Скважина Г-3, Хвергерди	216	650	9,6	0	61
Скважины Паужетки, Камчатка	170—195	300—400	8,9	—	164
Скважина 1, Нгауаха	230	585	7,4	1,3	17
Скважина 2, Бродлендс	260	1030	8,3	0,8	8
Скважина 24, Уайракей	250	830	8,3	0,3	28
Скважина 2, Ротокава	220	880	7,8	0,2	120
Скважина Е-103, Татун	200	1000	3,2	—	1462
Скважина 1, Мацукава	~300	945	4,9	—	1780
Скважина 5, Мехикали ²	340	1285	—	3,1	0
Скважина 1, Солтон-Си ²	340	1600	4,7	18	5

источников и буровых скважин

в воде при атмосферном давлении (мг/кг)									
K	Rb	Cs	Mg	Ca	Mn	Fe	F	Cl	Br
1,5	<0,02	<0,02	—	0,5	—	—	—	31	—
27	0,04	<0,02	0	1,5	0	0,1	1,9	197	0,45
940	—	—	7	119	—	—	—	1 470	—
80	0,8	0,4	28	—	0,02	0,1	0,8	1 625	—
210	2,2	1,7	0,1	2,2	0,009	0,25	7,3	1 743	5,7
210	2,9	2,5	0,04	12	0,015	0,05	8,4	2 210	5,5
176	—	—	—	50	—	—	6,6	2 675	—
54	—	—	89	0	—	1368	—	1 223	—
144	—	—	8,7	22,9	—	508	—	12,4	—
1 570	—	—	8	280	—	0,2	—	10 420	14,1
17 500	135	14	54	28 000	1400	2290	15	155 000	120

в воде при атмосферном давлении (мг/кг)					Молекулярные отношения				
As	ε CO ₂ ¹	ε SiO ₂	ε B	ε NH ₃	Cl / SO ₄	Cl / B	Cl / F	N / Li	Na / K
—	58	155	0,03	0,1	5,2	400	—	>300	110
—	55	480	0,6	0,1	8,7	100	55	200	13
—	61	170	31,3	0,7	24	14,3	—	—	—
—	61	460	1200	46	260	0,41	1100	23,5	20
8,1	128	805	48,2	2,1	590	11	128	27	8,5
4,5	17	670	28,8	0,2	210	23,5	140	28,5	10,1
—	55	430	102	3,2	60	8	217	45	14,7
—	—	170	—	—	2,26	—	—	—	8,9
—	26	635	61,1	—	0,019	0,062	—	—	3,1
—	1653	740	12,4	—	—	256	—	92	6,3
12	7100	400	390	386	80 000	121	5500	705	4,9

¹ Суммы CO₂, SiO₂ и т. д. соответственно CO₂+HCO₃⁻+CO₃²⁻; H₂SiO₃+HSiO₃²⁻ и т. д.

² Концентрации и рН в глубоком водоносном горизонте.

Химический состав

Место опробования	Глубина скважины, м	Давление, ата	T, °C	Паросодержание при выходе под давлением	Количество газа в паре при данном давлении (об. %)
Средняя скважина, Лардерелло	500	6	220	1,00 ³	2,0
То же, Гейзеры	150—350	7,8	200	1,00 ³	0,3
Скважина 3, Мацукгава	1207	4,5	300	0,75	0,5—0,6
Скважины, Рейкьявик	500	Вода	~100	Только вода	
Скважина Г-3, Хверагеди	400	1	216	0,20	0,015
Средняя скважина, Уайракей	650	1	260	0,32	0,063
Скважина 11, Бродлендс	760	1	260	0,355	0,61
Скважина 1, Нгауаха	585	1	228	0,33	20
Скважина E-202, Татун	500	1	200	—	5,8
Скважина 5, Мехикали	1285	1	340	0,44	0,54
Скважины, Солтон-Си	1500—1800	16	300—350	0,18	0,1—1,0
Скважина 1, Ахуачапан	1195	1	230	0,23	0,005
Скважина 7, Отаке	350	3	230	0,215	0,10

¹ ТУ — тяжелые углеводороды.

² р. г. — редкие газы.

³ Площадь с выходом чистого пара.

природного пара. Факка и Тонани указывают на недостаток данных для доказательства магматического происхождения углекислого газа, сероводорода, углеводородов и аммиака в паровых струях Лардерелло. Присутствие названных газов в паре может быть объяснено реакциями разложения нагретых осадочных пород.

Опыты Эллиса и Махона, проведенные в автоклавах, по взаимодействию различных вулканических и осадочных пород с водой при температуре 100—600 °C дали полезную информацию о составах термальных вод. Во-первых, было найдено, что F, Cl и B выносятся из горных пород среднего состава, даже прежде того, как они подвергнутся значительному гидротермальному изменению. В горячих водах, взаимодействующих с измененными риолитами, образуются заметные концентрации

Таблица 2

пара из скважин

Состав газа (об. %)							
CO ₂	H ₂ S	CH ₄ +ТУ ¹	H ₂	N ₂ +р. г. ²	O ₂	NH ₃	H ₃ BO ₃
92,8	2,5	2,0	—	0,55	—	1,70	0,45
69,3	3,0	11,8	12,7	1,60	—	1,60	—
85,3	11,2	Остаток 3,5%
—	—	—	—	100	—	—	—
73,7	7,3	0,4	5,7	12,9	—	—	—
91,7	4,4	0,9	0,8	1,5	—	0,6	0,05
94,8	2,1	1,2	0,2	1,5	—	0,2	—
93,9	0,7	4,1	0,5	0,8	—	0,04	—
49,3	41,7	Остаток 9,0%
81,4	3,6	7,0	0,5	7,0	0,4	—	—
90,0	Остаток главным образом H ₂ S, меньше CH ₄ +ТУ и H ₂						
50—80	0	—	10—40	2—10	—	—	—
96,7	0,65	Остаток 2,7%

Rb и Cs. Во-вторых, опыты показали, что компоненты породообразующих минералов (SiO₂, Al₂O₃, Na, K, Ca, Mg, Fe и Mn) концентрируются в растворе в пределах, отвечающих равновесию его с соответствующим минералом.

Содержание некоторых ионов, например фторида, карбоната и сульфата, в природных и экспериментальных растворах ограничено из-за слабой растворимости флюорита, кальцита и ангидрита. Из опытов стало очевидным, что гидротермальная система с отношением объема горных пород к водам порядка 10—20 может продуцировать за счет реакций их взаимодействия термальную воду с составом, типичным для новозеландских систем Уайракей, Бродлендс и Каверау. Такие элементы, как Rb, Li, Cs, B и F, прежде часто считавшиеся результатом магматических эксгалаций в гидротермальные системы, могут быть объяснены

просто путем реакций воды с горными породами при температурах, значительно более низких, чем температура их плавления.

Изотопные отношения водорода и кислорода в водах источников и геотермальных скважин во многих районах показали, что воды почти полностью образуются из местных атмосферных осадков. В глубоких горизонтах земной коры они нагреваются и насыщаются химическими компонентами. Геологические данные свидетельствуют, что некоторые гидротермальные системы существуют в течение 10^5 лет [43, 22]. Однако совершенно не ясен механизм, который обеспечивает равномерный процесс нагрева вод и их обогащения компонентами при сохранении проницаемости горных пород в течение указанного времени. Экспериментальные данные Эллиса и Махона [16, 17] и данные об изотопах в водах не исключают возможности существования магматических растворов, поставляющих химические элементы в гидротермальные системы. С другой стороны, эти данные указывают, что скорее всего невозможно подразделить термальные воды по их составу на связанные или не связанные с магматическими растворами. Изотопные составы отдельных элементов в гидротермальных растворах дают, однако, возможность выделить генетические типы вод.

Анализируя баланс тепла и химических веществ в гидротермальной системе Уайракей, Эллис [11] обнаружил, что в определенный период времени для обеспечения теплового потока и химического стока в ней требуются приблизительно равные объемы магматических пород риолитового ряда. Извлечение как тепла, так и химических компонентов из горячих пород в глубоких горизонтах затруднено условиями непродолжительного контактирования вод с породами. Равномерный процесс извлечения горячими водами компонентов из плотных горных пород в течение 10^4 — 10^5 лет кажется невероятным. В гидротермальной системе с такими породами (например, Стимбот-Спрингс, Невада) этот процесс можно представить, если происходит глубокое дренирование с постоянным оттоком метеорных вод, омывающих верхнюю часть магматического тела.

В системе проницаемых вулканических пород типа Уайракей постоянный годовой сток вод в 10^{10} кг на протяжении около 500 тыс. лет [22] обеспечивает 100-кратное замещение воды в определенном объеме горных пород (500 км^3) при соотношении их с водами, равным 10. По завершении данного цикла воды должны быть очень разбавлены, если их химический состав объяснять процессами выщелачивания. Однако сведений о постоянстве течения воды или ее состава в период после завершения цикла не имеется. Возможно, за период приблизительно больше 10^5 лет вода нагревается при почти стабильных условиях в глубоких горизонтах, и баланс конвективного тепла

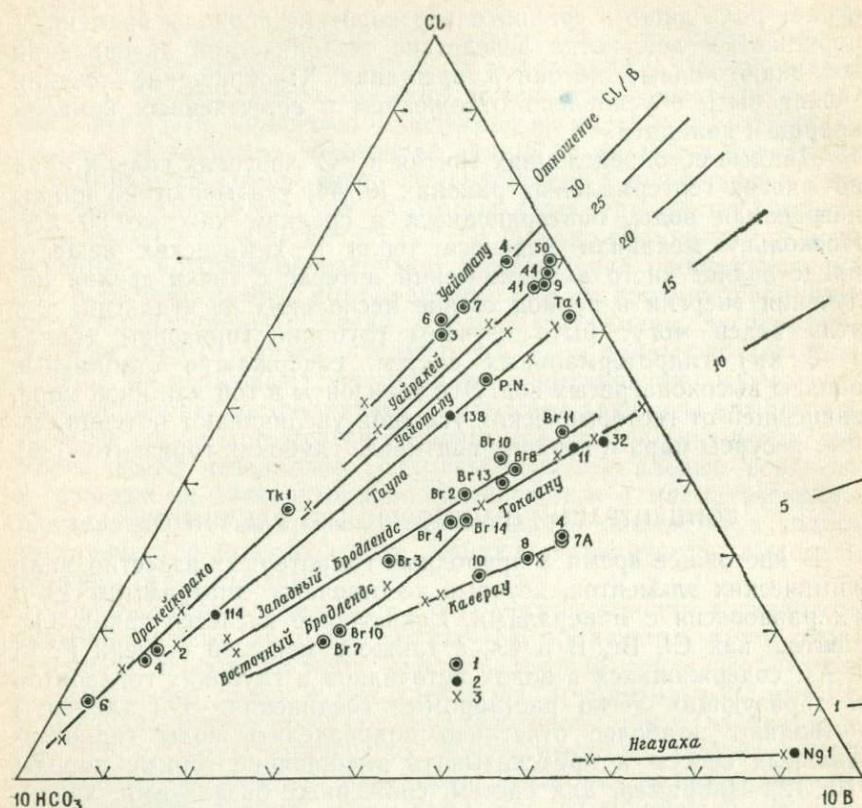
играет роль лишь в сравнительно короткие периоды времени — порядка 10^3 лет, когда вследствие тектонической активизации возникают новые потоки в трещинах. Прекращение течения может быть обусловлено отложением в естественных каналах кварца и кальцита.

Данные об определениях трития и ^{14}C в потоках воды и пара во многих геотермальных районах [8, 44] указывают на циклы нагревания воды, повторяющиеся в среднем каждые 50 лет. Поскольку механизм переноса тепла и химических веществ представляет чисто академический интерес с точки зрения получения энергии в период свыше нескольких десятилетий, для этих целей могут быть изучены глубокие горизонты (более 1—3 км) гидротермальных систем, содержащие стабильные запасы высоконагретых вод. Эти горизонты в той или иной мере, зависящей от геотермических условий, увеличивают потенциальные ресурсы пара и горячих вод менее глубоких горизонтов [29].

КОНЦЕНТРАЦИИ «РАСТВОРЕННЫХ» ЭЛЕМЕНТОВ

В настоящее время в природных гидротермах известно мало химических элементов, которые не отвечают диаграммам $T-p$ их равновесия с минералами. Исключение касается таких элементов, как Cl, Br, B и Cs, а также в меньшей степени F, Li и As, содержащихся в водах источников и глубоких горизонтов и образующих легко растворимые соединения. Эти элементы позволяют наиболее отчетливо подразделять воды гидротермальных систем и предсказывать вмещающие горные породы [16, 12]. Например, для систем, сложенных базальтами, характерны малые содержания Li и Cs. Низкие значения отношения Cl/B, связанные с высокими концентрациями бора, характерны для термальных вод осадочных пород, обогащенных органическими веществами, а также аммиаком и углекислым газом (например, воды района Нгауаха, табл. 1).

Отношение Cl/B широко применяется для оценки гидрогеохимических условий. На многих геотермальных площадях отмечается его постоянство для всех типов термальных вод, но изредка проявляются вариации временного или пространственного порядков. Они указывают на возрастающую роль бора в питании скважин вновь вскрытых горизонтов или термовыводящих зон. На фиг. 1 представлены соотношения мольных долей хлорида, бора и гидрокарбоната в водах источников и скважин гидротермальных площадей Новой Зеландии. Однородность состава вод очевидна для большинства площадей, за исключением Уайотапу и Бродлендса. На площади Бродлендс—Охаки, в самой восточной ее части проявляются низкие значения отношения Cl/B, связанные с развитием граувакко-аргиллитовой толщи.



Фиг. 1. Молекулярные соотношения Cl^- , Br и HCO_3^- в водах различных геотермальных площадей Новой Зеландии.

1 — глубокие скважины; 2 — мелкие скважины; 3 — источники.

Наблюдается быстрая смена значений Cl/Br по линии вкрест простирания этой части поля.

Идентичность вод таким же образом может быть прослежена по отношениям Cl/Cs , Cl/As и Cl/F . Махон [32] детализирует вопрос об использовании этих значений в процессе разведки и эксплуатации геотермальных месторождений.

РАВНОВЕСИЕ РАСТВОРА

В гидротермальных системах наблюдаются многочисленные химические равновесия как между растворенными компонентами, так и между растворами и минералами горных пород.

В природных термах существуют прежде всего многие кислотно-щелочные равновесия, например: углекисло-бикарбонатное, сероводородно-гидросульфидное, борнокисло-боратное, фтористоводородно-флюоритовое, аммонийно-аммиачное, гидросульфатно-сульфатное и кремнекисло-силикатное. В пределах гидротермальной системы рН горячей воды обычно меняется, что позволяет изучить различные растворы и минеральные осадки. Значения рН вод на поверхности термальных площадей в Новой Зеландии изменяются в пределах 6,5—9,0, но они соответствуют условиям, когда после вскипания из вод выделились в атмосферу пар и углекислый газ. По Эллису [12] значение рН первичных вод глубоких горизонтов может быть рассчитано по данным анализа фонтанирующей из скважины пароводяной смеси. Состав первичной воды на глубине можно вывести из содержаний компонентов в паре и воде, получаемых из скважины в определенном соотношении. Расчет анализов пара и воды позволяет обнаружить признаки состава глубинной воды лишь в том случае, если энтальпия и некоторые другие свойства пароводяной смеси равны соответствующим свойствам глубинной воды или жидкого флюида при измеренной в скважине температуре.

Равновесные концентрации различных кислот и щелочей в глубоких водах рассчитаны с удовлетворительным приближением [12]. Получены данные о константах диссоциации слабых кислот и оснований, определяющих их равновесие при высоких температурах [4, 12, 23]. Значения рН, рассчитанные для вод эксплуатационных скважин некоторых гидротермальных площадей Новой Зеландии, показаны в табл. 3.

Таблица 3

Значения рН ($-lg a_{\text{H}}$) глубоких вод
из эксплуатационных скважин на шести площадях Новой Зеландии
(с изменениями во времени за 8 лет на площади Уайракей)

Площадь	Год	рН	Площадь	Год	рН
Западный Бродлендс Каверау Уайотапу Ротокауа	—	6,3	Те-Копиа Уайракей " "	—	7,1
	—	6,2		1958	6,3
	—	6,1		1962	6,6
	—	5,9		1964	6,9
				1966	7,0

Изменение химического состава парогидротерм, т. е. их минерализации, соотношения отдельных ионов, абсолютной и относительной газонасыщенности, а также рН термальных вод, имеет важное значение в том отношении, что оно позволяет судить

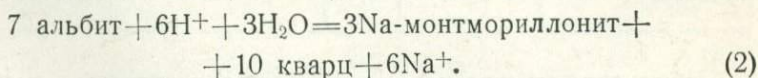
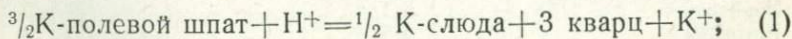
о режиме месторождения в целом. Например, уменьшение концентрации газа в процессе эксплуатации западной продуктивной зоны месторождения Уайракей [21] было связано со снижением уровня вод в скважинах и вскипанием вод на большей глубине. Соответственно этому в период 1958—1966 гг. увеличивалось значение рН вод (табл. 3).

Кроме того, в водах месторождения Уайракей наблюдалось увеличение содержания карбонатов от малых концентраций до уровня насыщения, соответствующего выпадению кальцита. Если в 1958 г. рН термальных вод на 0,5 не достигал значения, отвечающего предельному насыщению карбонатом кальция, то теперь эта разница равна нулю.

РАВНОВЕСИЕ МИНЕРАЛЬНОГО РАСТВОРА

Многие исследователи [31, 20] наблюдали, что высокотемпературные воды в гидротермальных системах насыщены кремниескислотой в равновесии с кварцем. Это дало возможность применить простой химический метод для определения температуры глубинных вод, питающих высокодебитные кипящие источники и геотермальные скважины. В целом концентрации кремниескислоты в водах источников и скважин соответствуют определенным температурам первичной глубинной воды (фиг. 2), текущей к земной поверхности в условиях ее адиабатного расширения и перехода в пароводяную смесь. Использование этого метода дало возможность определения температуры в геотермальных системах Новой Зеландии с точностью $\pm 2^\circ\text{C}$ [31]. Важно отметить, что эти определения возможны в период фонтанирования скважин, т. е. при тех или иных гидродинамических условиях. Температурные измерения, сделанные в закрытой скважине, могут быть искажены конвекционными явлениями в ее стволе.

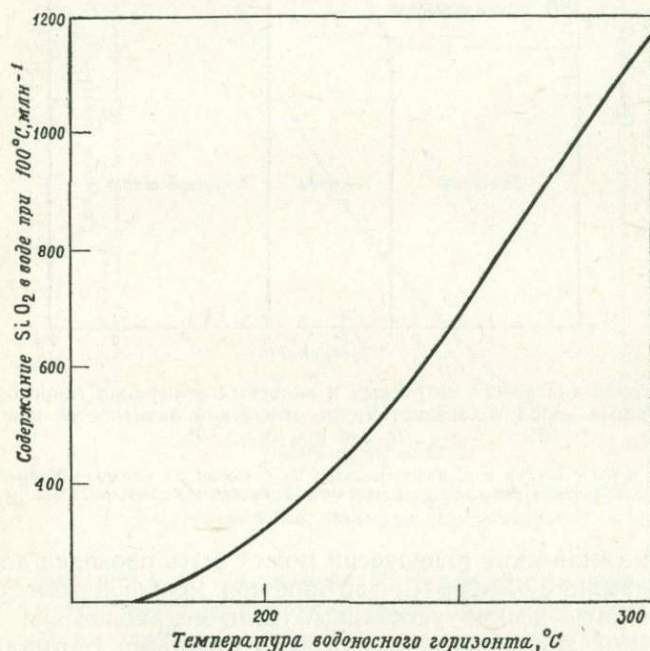
Эллисом [14] было показано, что в ненарушенных гидротермальных системах значения рН подземных вод контролируются равновесиями между растворами и алюмосиликатами в процессе вторичного изменения минеральных ассоциаций. Химли и Джонс [26] определили константы равновесия для реакций следующих видов:



Во время сосуществования минералов при тех или иных T и p соответственно устанавливаются определенные отношения активностей ионов $a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}$ и $a_{\text{Na}^+}/a_{\text{H}^+}$. Константы равновесия из-

меняются в пределах температурного диапазона, при котором происходят указанные реакции обмена K^+ на H^+ и Na^+ на H^+ [26].

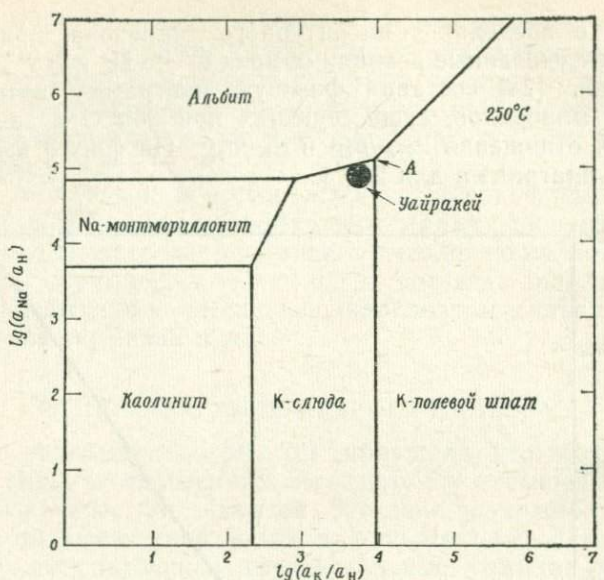
Хелгесон [24] составил фазовую диаграмму натриевых и калиевых минералов, существующих при $300^\circ C$ в зависимости от ионных отношений a_{Na^+}/a_{H^+} и a_{K^+}/a_{H^+} . На фиг. 3 изображена подобная диаграмма для $250^\circ C$.



Фиг. 2. Зависимость между концентрацией кремниевой кислоты в воде при $100^\circ C$ на земной поверхности и температурой глубинной воды, насыщенной кварцем.

Охлаждение воды при движении к поверхности происходит при адиабатном расширении и переходе в пароводяную смесь.

В системе Уайракей альбит, калиевый полевой шпат и калиевая слюда равновесны при изменении ассоциации первичных минералов. Состав глубинной воды, полученный путем расчета по данным анализа воды, изливающейся из скважины (точка А на фиг. 3), совпадает с точкой сосуществования трех названных минералов, которая установлена по экспериментальным данным [26], хотя не исключается возможность ошибочного совпадения. В некоторых других системах были также встречены воды, в которых отношения Na/H и K/H эквивалентны таковым в точке равновесия альбита, К-полевого шпата и К-слюды.

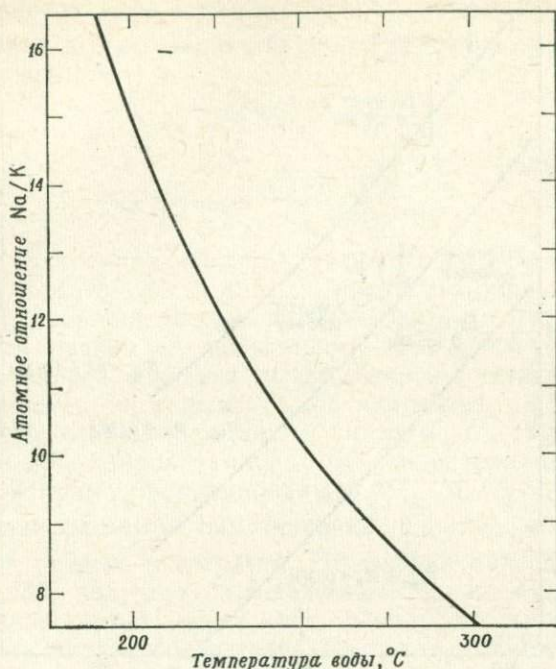


Фиг. 3. Фазовая диаграмма натриевых и калиевых минералов гидротермально измененных пород в зависимости от отношений активностей ионов $a_{\text{Na}^+}/a_{\text{H}^+}$ и $a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}$.

Черная точка — состав вод, изливающихся из скважин на площади Уайракей. Значения $\lg(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+})$ частично приведены к давлению.

Расчет химических равновесий может быть проведен для температуры выше 175—200 °С, так как при меньшей температуре алюмосиликаты весьма устойчивы. Наличие равновесия между измененными горными породами и глубинными термальными растворами важно для решения многих вопросов. Сосуществование Na- и K-полево́й шпатов указывает на определенное отношение Na/K при данных температуре и давлении (действие последнего очень мало и в расчетах не учитывается). По Эллису и Махону [17] соответствующее значение отношения Na/K, зависящее от температуры, возникает и в горячем водном растворе, реагирующем с вулканическими породами. Это отношение в водах, калиброванное по полевым и экспериментальным данным, служит показателем для определения температуры воды, питающей термальные источники и буровые скважины [9]. Изменение отношения Na/K в воде от температуры иллюстрируется фиг. 4.

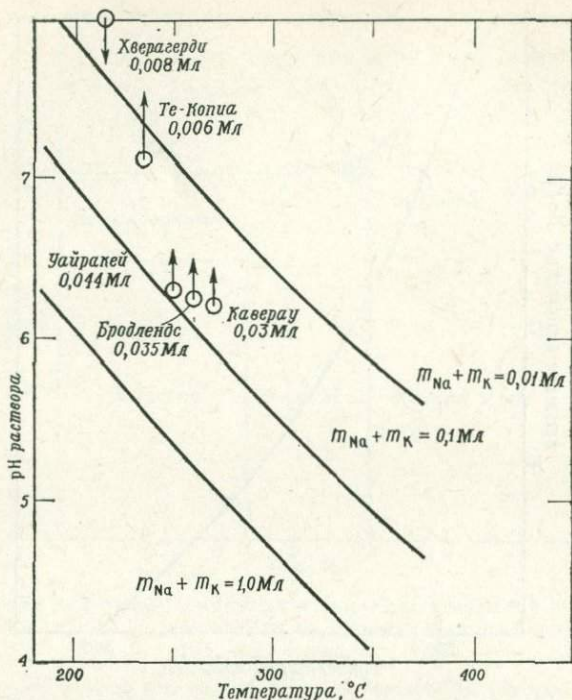
С охлаждением воды, например при ее течении к земной поверхности и вскипании, реакция обмена натрия на калий замедляется по сравнению с процессом установления силикатного равновесия. Тогда температура воды, определенная сили-



Фиг. 4. Зависимость отношения Na/K в водах, равновесного с системой альбит — K-полевой шпат, от температуры.

катным методом и по отношению Na/K, может оказаться разной. Второй метод покажет более высокое ее значение, запечатленное водой на глубине и как бы перенесенное в верхние горизонты. Таким образом, отношение Na/K в воде позволяет оценивать температурные условия за пределами глубин, достигаемых бурением [32]. Метод использования отношения Na/K более подходит для определения глубинных температур по выходам источников, тогда как силикатный метод позволяет более точно установить температуры продуктивных горизонтов по изливу воды из скважин.

Постоянство соотношений a_{Na^+}/a_{H^+} и a_{Na^+}/a_{K^+} при данной температуре, отражающее равновесие водного раствора с минералами измененных горных пород, указывает на закономерное изменение рН воды в зависимости от содержания ионов Na^+ и K^+ (фиг. 5). Эта закономерность соблюдается глубже уровня вскипания воды. Водный раствор с наибольшим содержанием Na^+ и K^+ и наивысшей температурой будет иметь самое низкое значение рН. Этим объясняются, например, высокие значения рН очень разбавленных низкотемпературных геотермальных



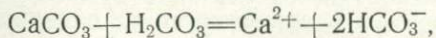
Фиг. 5. Зависимость значения рН ($-\lg a_{\text{H}}$) от температуры, которая рассчитана для водного раствора, равновесного с альбитом, К-слюдой и К-полевым шпатом.

Кривые на диаграмме — суммарные содержания натрия и калия ($m_{\text{Na}} + m_{\text{K}}$), равные 0,01, 0,1 и 1,0 моль/кг.

Кружками обозначены величины рН, вычисленные для глубоких вод различных гидротермальных площадей по кислотно-щелочному равновесию; стрелками обозначены величины рН, предполагаемые по данным минерального равновесия.

вод Исландии. Значения рН, рассчитанные из кислотно-основных равновесий для нескольких гидротермальных систем и показанные на диаграмме кружками (фиг. 5), довольно четко согласуются со значениями, вычисленными по условиям равновесия минерал — раствор (показаны стрелками).

Поведение кальцита в углекислых растворах хлористого натрия изучалось Эллисом [10] и Холландом [27]. Произведенные растворимости кальцита выражается следующим образом:



$$K_{\text{СНС}} = a_{\text{Ca}} \cdot a_{\text{HCO}_3}^2 / a_{\text{CO}_2} = \quad (3)$$

$$= a_{\text{Ca}} \cdot a_{\text{CO}_2} \cdot K_{a_1}^2 / a_{\text{H}}^2 \quad (4)$$

$$\text{и } a_{\text{Ca}} \cdot a_{\text{CO}_2} = a_{\text{H}}^2 \cdot K_{\text{СНС}} / K_{a_1}^2, \quad (5)$$

где K_{a_1} — первая константа диссоциации угольной кислоты [39]. В дополнение можно написать уравнение равновесия полевого шпата со слюдой:

$$a_{\text{Na}}/a_{\text{H}} = K_{fm}, \quad (6)$$

откуда

$$m_{\text{Ca}} \cdot m_{\text{CO}_2} = \frac{K_{\text{CHC}} \cdot m_{\text{Na}}^2 \cdot \gamma_{\text{Na}}^2}{K_{a_1}^2 \cdot K_{fm}^2 \cdot \gamma_{\text{Ca}}^2}. \quad (7)$$

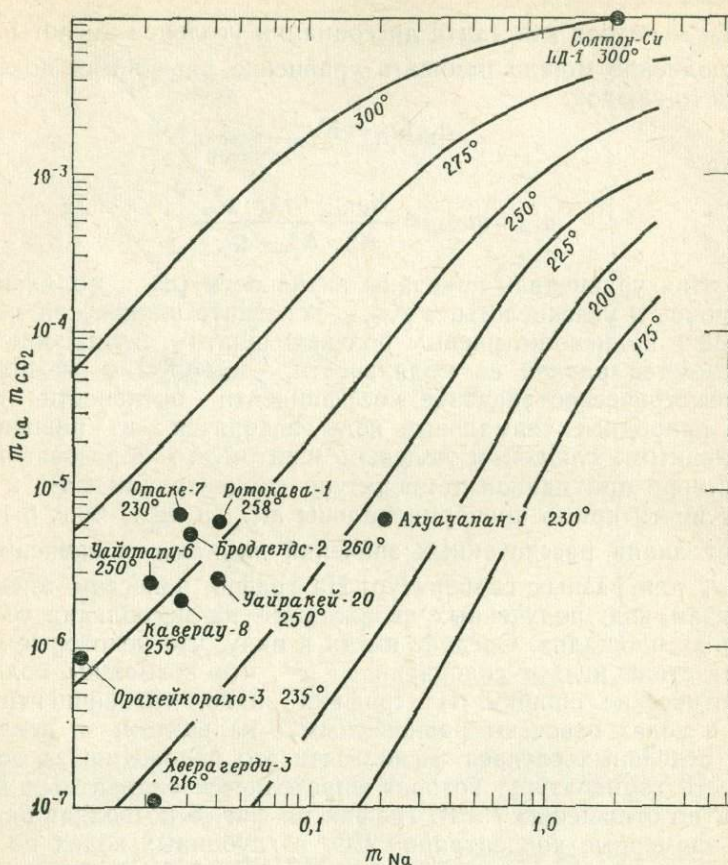
В этих уравнениях показаны активности (a) и моляльности (m) ионов и углекислоты, а K_{fm} — константа равновесия между слюдой и калиево-натриевым полевым шпатом. Активность CO_2 принимается равной ее моляльности. Символом γ обозначено стехиометрическое значение коэффициента активности иона. Если природные термальные воды находятся в равновесии с кальцитом, слюдой и полевым шпатом, то образовавшиеся в растворе при данной температуре концентрации Ca^{2+} и CO_2 будут почти прямо пропорциональны m_{Na}^2 и m_{K}^2 . Фиг. 6 показывает линии рассчитанных значений $m_{\text{Ca}} \cdot m_{\text{CO}_2}$ в зависимости от m_{Na} для разных температур. На график нанесены точки по анализам вод, полученных скважинами на нескольких геотермальных площадях. Следует иметь в виду, что некоторые воды имеют столь низкое содержание Ca^{2+} , что возможны большие аналитические ошибки. Из графика видно, что концентрации Ca^{2+} в водах отвечают равновесным с кальцитом, за исключением отдельных случаев. Если взять это положение за основу и учесть температуру, которая определяется силикатным методом и по отношению Na/K , график на фиг. 6 позволяет рассчитать примерные концентрации CO_2 в глубинных водах по аналитическим данным о содержании Na и Ca в водах поверхностных выходов.

Значение первой константы диссоциации угольной кислоты

$$K_{a_1} = a_{\text{H}^+} \cdot a_{\text{HCO}_3^-} / a_{\text{CO}_2}$$

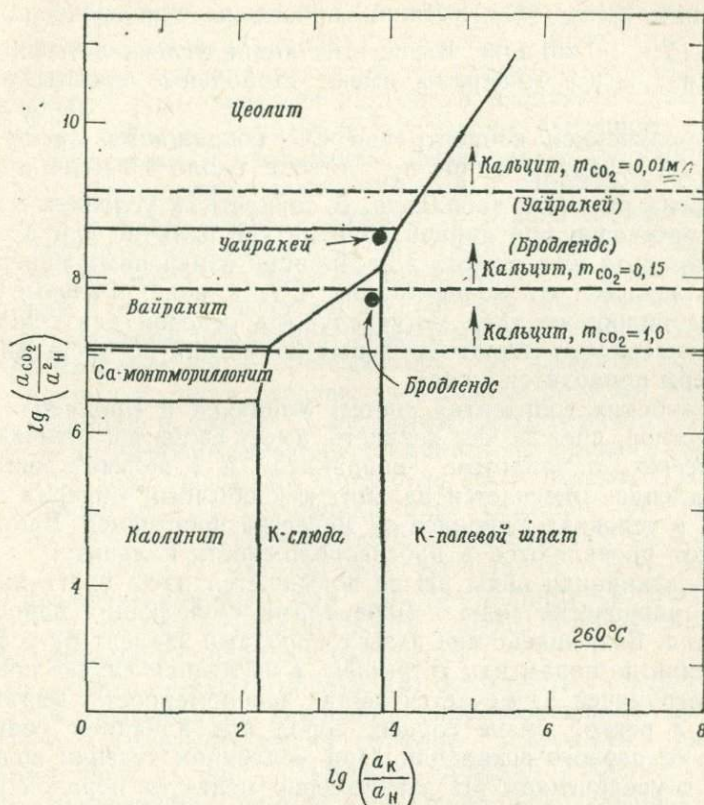
известно для широкого температурного диапазона [39]. По концентрации HCO_3^- в водах высокодебитных кипящих источников и приближенному значению рН из содержания Na^+ (фиг. 5) можно другим путем определить концентрацию CO_2 в глубинной воде. Используя уравнение (3), можно, напротив, по аналитическим данным о m_{CO_2} в глубинной воде, насыщенной кальцитом, определить концентрации ионов Ca^{2+} и HCO_3^- .

Хелгесон [23] показал на примере площади Солтон-Си, как на основе экспериментальных данных и полевых наблюдений за минерализацией воды и концентрацией ионов могут быть



Фиг. 6. Зависимость суммарного содержания Ca^{2+} и CO_2 от концентрации Na^+ в водных растворах различной температуры, которые равновесны с альбитом, К-слюдой, К-полевым шпатом и кальцитом.

построены серии диаграмм фазовых равновесий в значениях $a_{\text{Na}}/a_{\text{H}^+}$, $a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}$, $a_{\text{Ca}^{2+}}/a_{\text{H}^+}^2$ и $a_{\text{Mg}^{2+}}/a_{\text{H}^+}^2$ (см. фиг. 3). Диаграммы этого типа затем сопоставлялись нами совместно с другими авторами [14, 15] для площадей Бродлендс и Уайракей (Новая Зеландия) с целью выяснения условий химико-минералогического взаимодействия горной породы с водой. Система характеризуется наличием семи минеральных компонентов: Na_2O , K_2O , CaO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 и CO_2 , к которым необходимо еще прибавить окислы железа и сульфиды, и все эти компоненты в общем равновесны с водой при постоянных T и p . При гидротермальном изменении пород происходит перестройка ассоциации альбита, К-полевого шпата, К-слюды, вайракита (или эпидота),



Фиг. 7. Фазовая диаграмма кальциевых и калиевых минералов при $T = 260^\circ\text{C}$ в зависимости от отношений активностей ионов $a_{\text{Ca}^{2+}}/a_{\text{H}^+}^2$ и $a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}$.

Черные точки — составы вод площадей Уайракей и Западный Бродлендс, пунктирные линии — величины $a_{\text{Ca}^{2+}}/a_{\text{H}^+}^2$ для условий осаждения кальцита при значениях m_{CO_2} , равных 0,01, 0,15 и 1,0 моль/кг.

хлорита, кальция и кварца. Диаграмма фазового равновесия для натриевых и калиевых минералов приведена выше (фиг. 3). Подобная фазовая диаграмма для калиевых и кальциевых минералов при $T = 260^\circ\text{C}$ (фиг. 7) позволяет сравнить минеральные ассоциации гидротермально измененных пород в районах Уайракей и Бродлендс с составом глубинных вод. Сплошные линии показывают фазовые равновесия при отсутствии углекислоты. Когда в систему поступает CO_2 , образуются ионы HCO_3^- и CO_3^{2-} в количествах, равновесных с рН вод. При определенной концентрации CO_2 из воды выпадает кальцит, что отмечено на диаграмме пунктирными линиями, соответствующими частным

значениям $\lg(a_{\text{Ca}^{2+}}/a_{\text{H}^+}^2)$. Линии проведены для значений m_{CO_2} 0,01, 0,15 и 1,0 моль/кг. Выше этих линий углекислоты практически нет и все минералы имеют стабильные ареалы развития.

С увеличением концентрации CO_2 сокращается ареал цоизита (или эпидота), а при m_{CO_2} в воде около 1,0 моль/кг исчезает ареал развития вайракита. В конкретных условиях нахождения растворов при данной температуре наличие или отсутствие вайракита или эпидота в ассоциации измененных минералов может зависеть от концентрации CO_2 в воде. Фазовые диаграммы подобного типа могут служить основой для суждения о направленности гидротермальных изменений по площади [15] (примеры приводятся ниже).

В глубоких горизонтах систем Уайракей и Бродлендс водный раствор, прежде чем вскипеть, имеет свойства, отвечающие равновесию с эпидотом, вайрацитом и К-полевым шпатом. В Бродлендсе отмечается кальцит как обычный минерал замещения, в условиях Уайракея он менее распространен. Вайрацит и эпидот проявляются в противоположность кальциту.

При вскипании воды рН ее повышается из-за улетучивания CO_2 , и равновесие воды с минералами вмещающих пород нарушается. Взаимодействие воды с породами зависит от условий ее течения по порам или трещинам, в последнем случае контакт более ограничен. Отмечается общая закономерность, выражающаяся в резкой смене горных пород под влиянием воды на уровне ее первого вскипания. При медленном течении воды по порам с увеличением рН закономерно меняется порядок измененных минералов. Кварц может осаждаться повсеместно. Если взять, к примеру, площадь Бродлендс, можно теоретически наметить следующую зональность минералов в условиях их взаимодействия с водой:

1) вода с T 260°С находится в равновесии с альбитом, К-слюдой, К-полевым шпатом, кальцитом, вайрацитом и хлоритом;

2) слабое выделение пара и повышение рН раствора сдвигают равновесие так, что К-слюда изменяется, а К-полевой шпат и вайрацит остаются стабильными, как и хлорит. Кальцит осаждается в соответствии с подъемом его линии на диаграмме пропорционально изменению рН, тогда как точка воды перемещается вверх пропорционально изменению удвоенного значения рН. Благодаря изменению фазовых границ с температурой точка состава воды стремится к полю стабильности К-полевого шпата, а рост последнего, напротив, приводит к смещению точки состава воды к линии равновесия К- и Na-полевых шпатов;

3) при дальнейшем выделении пара наблюдается та же закономерность, за исключением того что эпидот имеет более благоприятные условия развития по сравнению с вайрацитом. Продолжают формироваться кальцит и К-полевоый шпат.

Горные породы и минералы оказывают буферное воздействие по отношению к изменениям, вызываемым восходящей водой. Так как закономерности отложения минералов известны, зональность этого процесса зависит от относительных объемов вод и пород на их контакте. В противоположность медленному течению вод через однородную пористую среду подъем вод по трещинам с бурным эффектом вскипания и изменения рН вызывает интенсивное осаждение вторичных минералов. Здесь буферное действие пород минимальное. На площади Бродлендс в трещинных потоках отлагаются главным образом К-полевоый шпат, кальцит и кварц. С фазовыми диаграммами совпадают также условия формирования вайракита на уровне первичного вскипания воды, выше которого отлагается эпидот. При нагревании воды за счет глубинного пара снижение рН приводит к переходу CO_2 в свободное состояние и образуются благоприятные условия для минеральных ассоциаций, таких, как альбит + К-слюда + вайрацит или монтмориллонит + К-слюда + вайрацит. Только при низком рН и при $T 260^\circ \text{C}$ в водах типа Бродлендс стабильны каолинит и галлуазит.

Причина, по которой происходит осаждение кальцита в скважинах и трещинах на некоторых гидротермальных площадях, может быть рассмотрена на примере диаграммы, подобной изображенной на фиг. 7. Пример площади Уайракей показывает, что отделение пара от глубинной воды повышает ее рН и приводит ее состав к равновесному с эпидотом и К-полевым шпатом. Требуется значительная сепарация пара, прежде чем точка состава воды совпадет с поднимающейся (вследствие уменьшения m_{CO_2}) линией осаждения кальцита. В Бродлендсе же состав глубинной воды близок как к границе между К-слюдой и К-полевым шпатом, так и к границе между вайрацитом и кальцитом. С отделением пара кальцит осаждается и, хотя точка состава воды постепенно следует границе вайракита и К-полевого шпата, неправдоподобно, чтобы вайрацит образовывал ядра осаждения и обгонял в росте кальцит.

Концентрация CO_2 зависит от температуры и, будучи предельной в условиях первого вскипания воды, приводит к осаждению кальцита, а в условиях последующего пароотделения может привести к выпадению силиката кальция. При 260°C предельная концентрация CO_2 составляет около 0,1 моль/кг, из-за чего скважины Бродлендса слегка подвержены зарастанию кальцитом. Отложение кальцита в естественных каналах представляет

такую же сложную проблему, как и в трубопроводах.

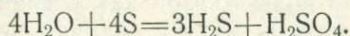
Магний в высокотемпературных водах обычно преобладает на нижних горизонтах (табл. I) в связи с равновесием водного раствора с хлоритом. Концентрация магния заметно меняется с температурой. Термальные площади с обильными разбавленными нейтральными водами, бедными магнием (несколько миллиграммов на литр), рассматриваются как бесперспективные для геознергетического освоения. Считается, что такие воды на глубине не отличаются повышенной температурой. Однако надо иметь в виду факт разбавления терм поверхностными водами.

Фазовая граница между парой таких обычных минералов, как хлорит — вайрацит, намечается по предельным значениям отношения $a_{Mg^{2+}}/a_{H^+}^2$. С увеличением минерализации при низком рН равновесная концентрация магния в воде увеличивается подобно таковой кальция. Этим же путем может быть объяснено повышение в высокоминерализованных водах концентраций железа и марганца [14].

РАВНОВЕСИЯ СОДЕРЖАНИЯ СЕРЫ

Как показано Эллисом и Брауном [15], проявление пирита и пирротина в гидротермально измененных породах зависит от отношения $\lg (p_{H_2S}/p_{H_2})$ в окружающей среде. Так как водород в воде растворяется меньше, чем сероводород, отделенная от пара вода содействует отложению пирита в породах, с которыми она взаимодействует. Трещиноватая среда, вмещающая пар, более благоприятна для отложения пирротина из-за более низкого отношения p_{H_2S}/p_{H_2} в паре.

Сероносные породы, контактирующие с горячими водами, обуславливают повышение их коррозионности и создают ряд трудностей в освоении геотермальных площадей, например площади Татун в провинции Тайвань. Горячая вода реагирует с серой по следующему уравнению:



Образуются кислые воды с высоким содержанием H_2S . Лабораторное изучение этой реакции гидролиза показало, к примеру, что при T 150, 200 и 250 °С концентрации H_2S в воде на контакте с серой равны соответственно 0,001, 0,005 и 0,02 моль/кг. Охлажденные воды имеют рН не выше 3,0.

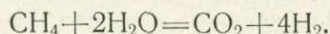
На гидротермальной площади Ротокава в Новой Зеландии из серных пород неглубокого залегания были получены кислые хлоридно-сульфатные воды, а глубокими скважинами была вскрыта высокотемпературная нейтральная вода. К сожалению, на площади Татун глубокие скважины продолжают вскрывать серные залежи, что приводит к интенсивной коррозии труб.

При этом кислотность, вызванная гидролизом серы, не может быть нейтрализована алюмосиликатными буферными растворами, формирующимися в условиях метаморфизации вулканических пород.

В литературе отмечалось [18], что во многих глубоких гидротермальных системах парциальное давление водорода приближается к 0,1 атм. При этом значении равновесие в растворе между сульфидом и сульфатом смещается в сторону усиления восстановительного потенциала. Поэтому повышенные содержания сульфата в глубинных термах не наблюдаются, за исключением случаев гидролиза серы или сернистого ангидрита. В нейтральных термальных водах при высокой температуре концентрация сульфата также ограничена за счет растворимости сернистого ангидрита.

РАВНОВЕСИЯ ГАЗОВ

Халстон показал [28], что, если существует общее равновесие между CO_2 , H_2 и CH_4 , присутствующими в природном водяном паре, можно определить температуру равновесной среды по термодинамическим данным следующей реакции:



Для этой реакции известны константы равновесия как газовой, так и жидкой фаз. Чтобы определить температуру равновесной среды, необходимо знать мольные (объемные) концентрации газов в паре и суммарное давление в системе. Для системы, заполненной водой, необходимо в дополнение знать газопаровой фактор, т. е. процентное содержание спонтанных газов и пара в воде. Если анализируется фумарольный пар, следует иметь в виду возможность его загрязнения метаном на небольшой глубине из-за разложения органических веществ.

Указанный метод целесообразно применять в сочетании с методом изотопной термометрии в целях получения комплекса данных. В случае изучения исключительно фумарольной активности гидротермальных площадей этот метод позволяет оценить температуры на глубине.

ИЗОТОПНЫЕ РАВНОВЕСИЯ

Несколько реакций изотопного обмена дают возможность определения глубинной температуры путем поверхностных измерений потоков воды или пара. В настоящее время определены многие константы изотопного равновесия, и можно привести примеры их применения. Во всех случаях считается, что изотопное равновесие, достигнутое на глубине, как бы «заморожено» во времени, и таким образом фиксируется

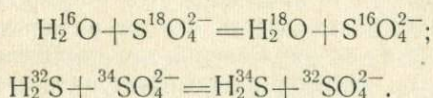
глубина, хотя анализы вещества проводятся на поверхности. Некоторые изотопные равновесия имеют меньшую степень соответствия с изменением температуры, чем химические равновесия, например, отношение Na/K и содержание кремнекислоты в воде. В будущем роль изотопного метода в измерении температур в глубоких горизонтах гидротермальных систем, несомненно, возрастет.

РАВНОВЕСИЕ РАСТВОРОВ

Изотопные отношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ различным образом изменяются от температуры в CO_2 и CH_4 , поэтому интерпретация данных применительно к обоим газам в геотермальных потоках дает ответ на вопрос о температуре недр. Определенная этим методом [18] температура глубинной воды системы Уайракей составляет $245\text{--}250^\circ$, а температура глубинного пара в Лардерелло лежит в пределах $215\text{--}315^\circ\text{C}$.

Распределение изотопного отношения $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ между сероводородом и сульфидами металлов в измененных горных породах и в парагенетических ассоциациях минералов может быть использовано для определения температуры на глубине в процессе метаморфизма и минералообразования. Новозеландским институтом ядерных исследований ведутся работы в этом направлении.

Можно представить следующие изотопные равновесия в растворах, которые дают возможность определить температуру глубинной воды:



Рафтер и Мицутани (1969) экспериментально определили распределение равновесия изотопов кислорода для первой реакции при разных температурах. Изотопный анализ воды и сульфата на площади Уайракей показал, что температура глубинной воды составляет $250\text{--}300^\circ\text{C}$. Для этой же системы было проанализировано изменение изотопа серы в сульфидах и сульфатах [38], выделенных из вод, изливающихся из глубоких скважин. Но поскольку оперировать пришлось лишь теоретическими константами равновесия, температура глубинной воды — до 370°C — оказалась сильно завышенной по сравнению с измеренной. Экспериментальная калибровка изотопных отношений по температуре может привести к лучшему результату.

РАВНОВЕСИЯ МИНЕРАЛ — РАСТВОР

Изотопные равновесия между растворами и минералами путем изучения керна скважин и вод из скважин дают возможность определить температуры, которые существовали в горных породах перед бурением. Тейлором [40] приводятся константы равновесия для изотопного распределения кислорода в водах и следующих минералах: кальците, кварце, К-Na-полевых шпатах и мусковите. Убедительный пример использования изотопного анализа приводится в работе Клэйтона и др. [7], в которой показано, что кальцит в горных породах, вскрытых скважинами на площади Солтон-Си, находится в изотопном равновесии по кислороду с пластовой водой при температуре по меньшей мере от 150° до 300 °С и более. Кислородное изотопное равновесие воды с кварцем не было достигнуто.

КОНЦЕНТРАЦИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ

В природных термальных водах часто содержатся значительные количества мышьяка и сурьмы, а высокотемпературные и сильноминерализованные воды отличаются высоким содержанием целого ряда элементов: Fe, Mn, Cu, Zn, Pb и Ag. Гидротермальная система Солтон-Си, пожалуй, наиболее эффективна в этом отношении [41]. Потоки воды из скважин на этой площади отлагают кремнистый осадок, обогащенный Cu, Fe, S, Ag, Sb и As. Эллис [13] показал на опыте, что в процессе взаимодействия горной породы с соленым раствором при повышенных температурах в раствор переходят большие количества свинца и меди. Наблюдается зависимость концентрации некоторых элементов (Mn, Fe, Pb, Cu) в растворе от его минерализации, причем эта зависимость меняется с изменением температуры. Изменения концентрации металлов в растворе обусловлены изменением рН раствора в зависимости от минерализации и частичным влиянием процесса образования хлоридных комплексов металлов.

В геотермальной системе Бродлендс, Новая Зеландия, скважинами на глубинах 750—1800 м пересечены протяженные жилы, содержащие сфалерит, галенит и халькопирит [5], хотя концентрации тяжелых металлов (Cu, Zn, Ag и Pb) в слабоминерализованных водах здесь составляют лишь десятые, сотые и тысячные доли миллиграмма на литр. Таким образом, не только минерализованные термы с высоким содержанием тяжелых металлов, но даже разбавленные воды термальных полей Новой Зеландии при их большом притоке способны переносить и отлагать рудные минералы.

Вейсберг [42] исследовал химико-минералогическую природу сульфидов сурьмы и мышьяка, образующихся в приповерхностных условиях в результате отложения водами источников и скважин в нескольких районах вулканической зоны Таупо, Новая Зеландия. В его работе показано, что этот процесс сопровождается избирательным соосаждением и адсорбцией Ag, Au, Tl и Hg, концентрации которых довольно высокие. К примеру, минеральный осадок Бродлендса содержит (в граммах на 1 кг породы): Au—0,085, Tl—1,0, Hg—2,0, Zp—0,2, Pb—0,05, Ag—0,5. Упомянутые выше глубинные условия Бродлендса, при которых формируются жилы с Pb, Zp и Cu, позволяют предполагать возможность миграции к поверхности, очевидно в составе сульфидных комплексов водных растворов, таких элементов, как Sb, As, Hg, Au и Tl.

Ассоциация сульфидов тяжелых металлов с современными гидротермальными системами имеет не только научный интерес. Возможно, что подобно добыче пароводяной смеси будут извлекаться с больших глубин и рудные металлы. Данные наших исследований в Чили позволяют предполагать, что в неглубоком водоносном горизонте поля Татио в результате разрушения сульфидных комплексов окислительными процессами произошло переотложение рудных тел, описанное Вейсбергом [42]. Бурение позволит проверить это предположение.

Список литературы

1. *Alonso H.*, La zona geotermica de Cerro Prieto, Baja California, Bol. Soc. Geol. Mex., **29**, 17, 1966.
2. *Аверьев В. В., Набоко С. И., Пуйн Б. И.*, Современный гидротермальный метаморфизм в областях активного вулканизма, ДАН СССР, **137**, № 2 407—410, 1961.
3. *Azuma Kako Co. Ltd.*, Matsukawa electric power station by utilizing geothermal energy, New Sheet, 1966.
4. *Barnes H. L., Helgeson H. C., Ellis A. J.*, in: *Clark S. P., Jr.*, ed., Handbook of Physical Constants, Geol. Soc. Am. Mem., **97**, 401, 1966 (см. русский перевод: *Кларк С. мл.*, ред., Справочник физических констант горных пород, «Мир», М., 1969).
5. *Browne P. R. L.*, Sulfide mineralization in a Broadlands geothermal drill-hole, Taupo Volcanic Zone, New Zealand, Econ. Geol., **64**, 156, 1969.
6. *Cataldi R.*, Remarks on the geothermal research in the region of Monte Amiata, Tuscany, Italy, Bull. Volcan., **30**, 243, 1967.
7. *Clayton R. N., Muffler L. P. J., White D. E.*, Oxygen isotope study of calcite and silicates of the River Ranch, № 1, well. Salton Sea geothermal field, California, Am. J. Sci., **266**, 968, 1968.
8. *Craig H.*, The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas, in: *Tongiorgi E.*, ed., Nuclear Geology on Geothermal Areas, Pisa, Consiglio Nazionale delle Ricerche, **71**, 1963.
9. *Cusicanqui H., Ellis A. J.*, Geochemistry of the Tatio geothermal area, Chile, 1970.
10. *Ellis A. J.*, The solubility of calcite in sodium chloride solutions at high temperatures, Am. J. Sci., **261**, 259, 1963.

11. *Ellis A. J.*, Volcanic hydrothermal areas and the interpretation of thermal water compositions, *Bull. Volcan.*, **29**, 575, 1966.
12. *Ellis A. J.*, The chemistry of some explored geothermal systems, in: *Barnes H. L.*, ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Holt, Rinehart and Winston, New York, 465, 1967.
13. *Ellis A. J.*, Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interaction, Reactions with NaCl solutions and trace metal extraction, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **32**, 1356, 1968.
14. *Ellis A. J.*, Present day hydrothermal systems and mineral deposition, Proc. 9th Commonwealth Mining Metallurgical Congr., London, 1969.
15. *Ellis A. J.*, *Browne P. R. L.*, The Ohaki-Broadlands hydrothermal area: Mineralogy and related geochemistry, *Am. J. Sci.*, 1970.
16. *Ellis A. J.*, *Mahon W. A. J.*, Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **28**, 1323, 1964.
17. *Ellis A. J.*, *Mahon W. A. J.*, Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions, Part. II, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **31**, 519, 1967.
18. *Ellis A. J.*, *Healy J.*, *Hochstein M. P.*, *James C. R.*, *Geothermal Exploration*, Plenum Press, New York, 1970.
19. *Facca G.*, *Tonani F.*, Theory and technology of a geothermal field, *Bull. Volcan.*, **27**, 1, 1964.
20. *Fournier R. O.*, *Rowie J. J.*, Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells, *Am. J. Sci.*, **264**, 685, 1966.
21. *Glover R. B.*, Interpretation of gas compositions from the Wairakei field over 10 years, U. N. Symp. on Development and Utilization of Geothermal Resources, Pisa, 1970.
22. *Grindley G. W.*, The geology, structure and exploitation of the Wairakei geothermal field, Taupo, New Zealand, *Bull. Geol. Surv. N. Z.*, **75**, 1965.
23. *Helgeson H. C.*, Thermodynamics of complex dissociation in aqueous solution at elevated temperatures, *J. Phys. Chem.*, **71**, 3121, 1967a.
24. *Helgeson H. C.*, Solution chemistry and metamorphism, in: *Abelson P. H.*, ed., *Researches in Geochemistry*, **2**, Wiley, New York, 1967b.
25. *Helgeson H. C.*, Geologic and thermodynamic characteristics of the Salton Sea geothermal system, *Am. J. Sci.*, **266**, 129, 1968.
26. *Hemley J. J.*, *Jones W. R.*, Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism, *Econ. Geol.*, **59**, 538, 1964.
27. *Holland H. D.*, Gangue minerals in hydrothermal deposits, in: *Barnes H. L.*, ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Holt, Rinehart and Winston, New York, 382, 1967.
28. *Hulston J. R.*, Isotope geology in the hydrothermal areas of New Zealand, U. N. Conf. New Sources Energy, Rome 1961, Pap. 35/G/31, 1961.
29. *James C. R.*, Wairakei and Larderello: geothermal power systems compared, *N. Z. J. Sci.*, **11**, 706, 1968.
30. *McNitt J. R.*, Exploration and development of geothermal power in California, Spec. Rep. Calif. Div. Mines Geol., **75**, 1963.
31. *Mahon W. A. J.*, Silica in hot water discharged from drillholes at Wairakei, New Zealand, *N. Z. J. Sci.*, **9**, 135, 1966.
32. *Mahon W. A. J.*, Chemistry in the exploration and exploitation of hydrothermal systems, U. N. Symp. on Development and Utilization of Geothermal Resources, Pisa, 1970.
33. *Mercado S.*, Aspectos quimicos del aprovechamiento de la energia geotermica, Campo geotermico Cerro Prieto, B. C. Mexico, D. F., Comisión Federal de Electricidad, 1966.
34. *Muffler L. P. J.*, *White D. E.*, Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton trough, south-eastern California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **80**, 157, 1969.

35. *Nakamura H., Sumi K.*, Geological study of Matsukawa geothermal area, northeast Japan, *Bull. Geol. Surv. Japan*, **18**, 58, 1967.
36. *Noguchi T.*, Exploration of the Otake steam field, *Bull. Volcan.*, **29**, 529, 1966.
37. *Penta F.*, Ricerche e studi sui fenomeni esalativo-idrotermali ed il problema delle "Forze endogene", *Ann. Geofis.*, **7**, 317, 1954.
38. *Rafter T. A., Wilson S. H., Shilton W. B.*, Sulphur isotope variations in nature, Pt. 5, Sulphur isotope variations in New Zealand bore waters, *N. Z. J. Sci.*, **1**, 103, 1958.
39. *Рыженко Б. Н.*, Определение констант диссоциации угольной кислоты и расчет степени гидролиза CO_3^{2-} и HCO_3^- ионов в растворах карбонатов и бикарбонатов при повышенных температурах, *Геохимия*, **137**, № 2, 1963.
40. *Taylor H. P.*, Oxygen isotope studies of hydrothermal mineral deposits, in: *Barnes H. L.*, ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Holt, Rinehart and Winston, New York, 109, 1967.
41. *Skinner B. J., White D. E., Rose H. J., Mays R. E.*, Sulfides associated with the Salton Sea geothermal brine, *Econ. Geol.*, **62**, 316, 1967.
42. *Weissberg B. G.*, Gold-silver ore-grade precipitates from New Zealand thermal waters, *Econ. Geol.*, **64**, 95, 1969.
43. *White D. E.*, Thermal waters of volcanic origin, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **68**, 1637, 1957.
44. *Wilson S. H.*, Tritium determinations on bore waters in the light of chloride-enthalpy relations, in: *Tongiorgi E.*, ed., *Nuclear Geology on Geothermal Areas*, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Pisa, 173, 1963.

Дж. Сестини

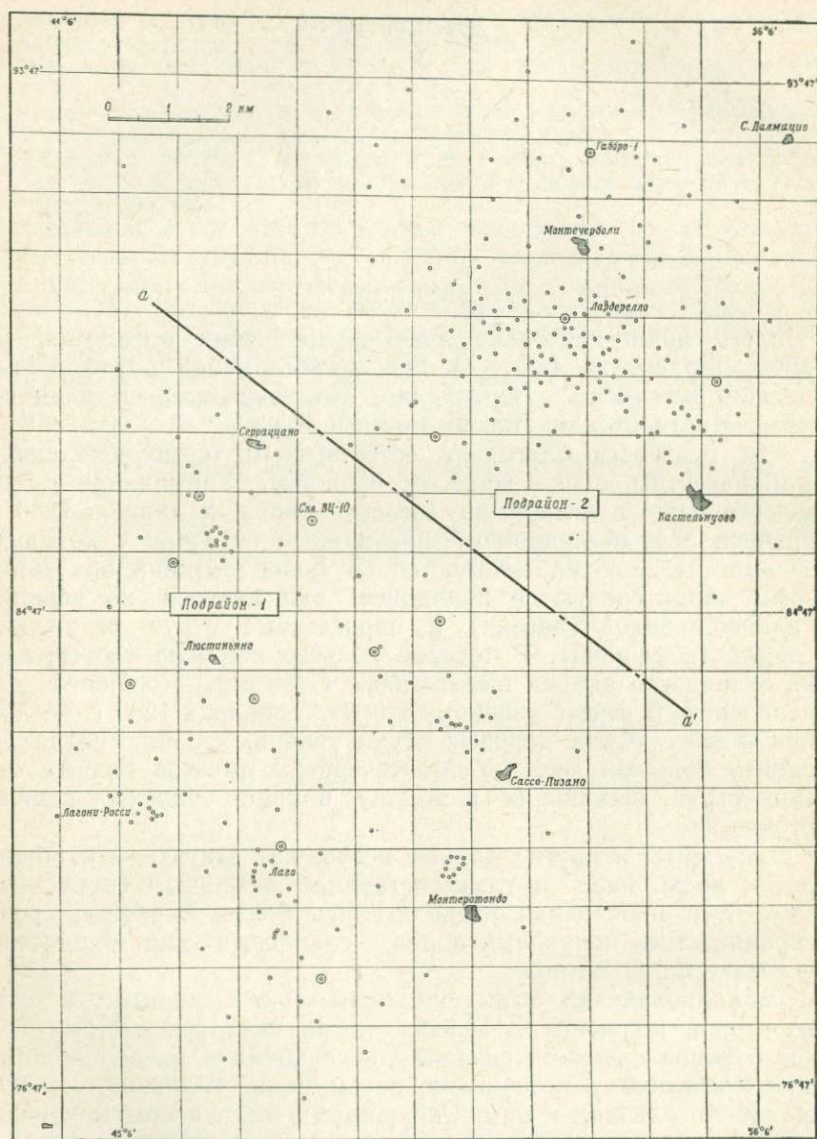
ВВЕДЕНИЕ

Всего лишь несколько десятилетий назад геотермальный район Лардерелло (фиг. 1) представлял собой разрозненные площади или зоны: Лардерелло, Кастельнуово, Серраццано, Сассо, Монтеротондо, Лагони-Росси и Лаго.

Эти местности благодаря естественным термопроявлениям были известны еще в далеком прошлом. Упоминания о них имеются даже в литературе Римской эпохи, и лишь в 1280 г. появился первый подробный письменный источник с довольно точными названиями местностей. В более поздних описаниях термы характеризуются подробнее, они делятся на воронки с кипящей водой (лагони) и парогазовые струи из трещин в земле (соффиони). В течение долгого времени геотермальная активность района выражалась в тепловой мощности этих проявлений. В отчете великому князю Тосканы в 1580 г. Ф. Медичи пишет: «Сила паровых струй такова, что она могла бы поднять большой вес... У Монтечербери имеется больше ста таких струй, стекающих в долину в виде обильных водных потоков...»

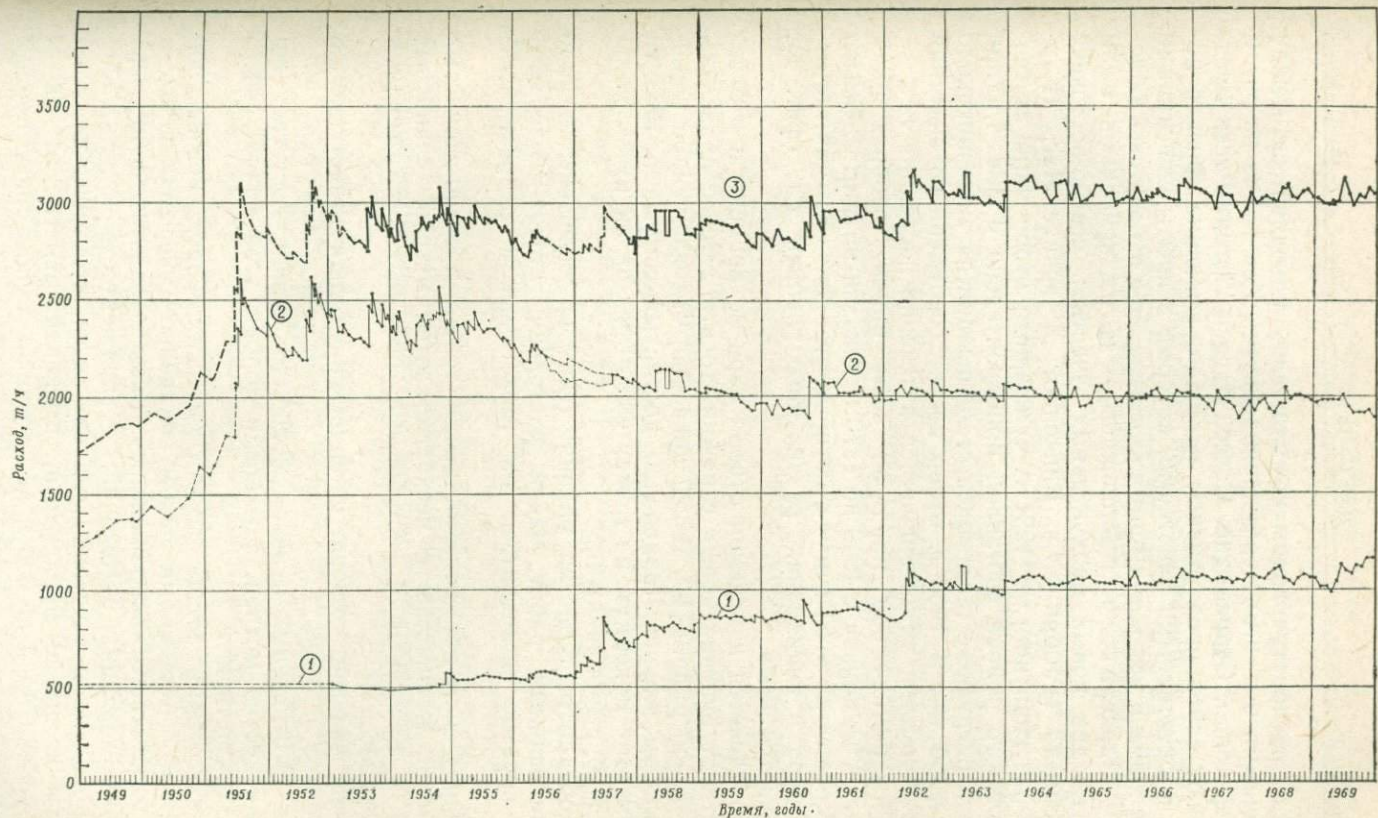
Документы и другие данные позволяют считать, что общий приток воды, пара и газа составлял несколько сотен тонн в час. Эти проявления располагались большей частью среди непроницаемых покровных пород — сланцевых глин мощностью несколько сотен метров.

Термопроявления были еще полностью активными в течение второй половины XIX века, когда началось систематическое бурение скважин, сначала неглубоких и расположенных непосредственно у источников, затем более глубоких, но еще достаточно близких к ним. Скважинами были вскрыты хорошо проницаемые слои известняков и ангидритов. На всех названных площадях были построены фабрики для извлечения борной кислоты, а в 1913 г. была сооружена первая небольшая геотермальная электростанция. Вместе с этим начались систематические измерения параметров эндогенных флюидов. В 1931 г. на площадях Лардерелло и Серраццано были пробурены скважины с производительностью пара до 200 т/ч.



Фиг. 1. Схема геотермального района Лардерелло.

Впоследствии скважины бурились со все большим удалением от естественных термопроявлений, которые тем временем постепенно исчезали в результате подсечения паровых струй скважинами на глубине. В последние десятилетия интенсивное



Фиг. 2. Суммарная производительность скважин в районе Лардерелло.

1 — суммарный расход скважин подрайона 1 (фиг. 1); 2 — суммарный расход скважин подрайона 2; 3 — суммарный расход скважин всего района.

бурение распространилось на площади, находящиеся между различными бывшими термопроявлениями. Как видно на фиг. 1, Монтеротондо, Серраццано, Сассо, Лаго и Лагони-Росси представляют собой продуктивные площади, имеющие связь с новыми продуктивными участками, которые вскрыты скважинами со средними и высокими притоками пара. Это относится и к площадям Лардерелло и Кастельнуово — за их пределами были открыты два новых продуктивных участка: северо-восточнее Лардерелло (Габбри — Св. Винченцо) и южнее Лаго (Карболи — Дзуккантине). В 1951 г. суммарный отбор пара из геотермального района составлял приблизительно 3 тыс. т/ч при пиковой нагрузке с тенденцией стабилизации на значении около 2600—2700 т/ч. В 1963 г. отбор достиг современного значения около 3 тыс. т/ч, установившегося в течение последних лет.

Суммарный отбор пара во всем районе, отображенном на фиг. 1, за период с 1949 по 1970 г. показан на фиг. 2. Смысл двух кривых на этой фигуре, которые отражают суммарные отборы пара в подрайонах, разделенных линией aa' (фиг. 1), объясняется ниже.

Что касается изменений отбора пара во времени и в зависимости от бурения новых скважин, то эти данные приведены в отдельной работе [14]. В ней показано, что отбор пара в геотермальном районе Лардерелло достиг максимума в 1963 г., причем этот максимум не может быть превзойден путем дальнейшего бурения скважин.

Особенности геологии района (фиг. 1) освещены в ряде опубликованных работ. Цели настоящей статьи позволяют лишь вкратце остановиться на геологическом разрезе местности:

Сверху залегает непроницаемая толща песчано-глинистых отложений мощностью в несколько сотен метров (сланцевые глины и аргиллиты с неогеновыми песчаными отложениями у поверхности).

Ниже залегает хорошо проницаемая толща известняков и ангидритов с очень изменчивой мощностью в основном 50—200 м. В отдельных пунктах мощность толщи достигает нескольких сотен метров, а местами породы этой толщи совершенно отсутствуют.

Внизу лежит толща кристаллических пород неизвестной мощности с трещинами преимущественно северо-западного и северо-восточного направлений. Толща образует фундамент для вышележащих отложений. Трещиноватость кристаллических пород мало изучена. Предполагается, что трещины более развиты в кровле фундамента, имеющей отметки от 200 м выше уровня моря до 600 м ниже уровня моря. Горные породы фундамента имеют осадочное происхождение.

ГИПОТЕЗЫ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ПРИРОДНОГО ПАРА В РАЙОНЕ ЛАРДЕРЕЛЛО И ПРОБЛЕМА ПЕРЕГРЕВА ПАРА

Известно, что природный пар, полученный в районе Лардерелло, образуется при испарении на глубине главным образом метеорной воды. Это доказано исследованиями соотношения изотопов $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$.

Гипотеза о том, что эндогенный пар образуется при вскипании глубоко залегающей высокотемпературной воды, была выдвинута Гогелем [15] и широко обсуждалась в литературе. По нашему мнению, для образования подземного пара имеются два пути:

1) Вода, нагретая на глубине, сохраняет жидкое состояние и конвективным путем переносит тепло вверх. Вблизи земной поверхности вода вскипает и превращается в пар [15].

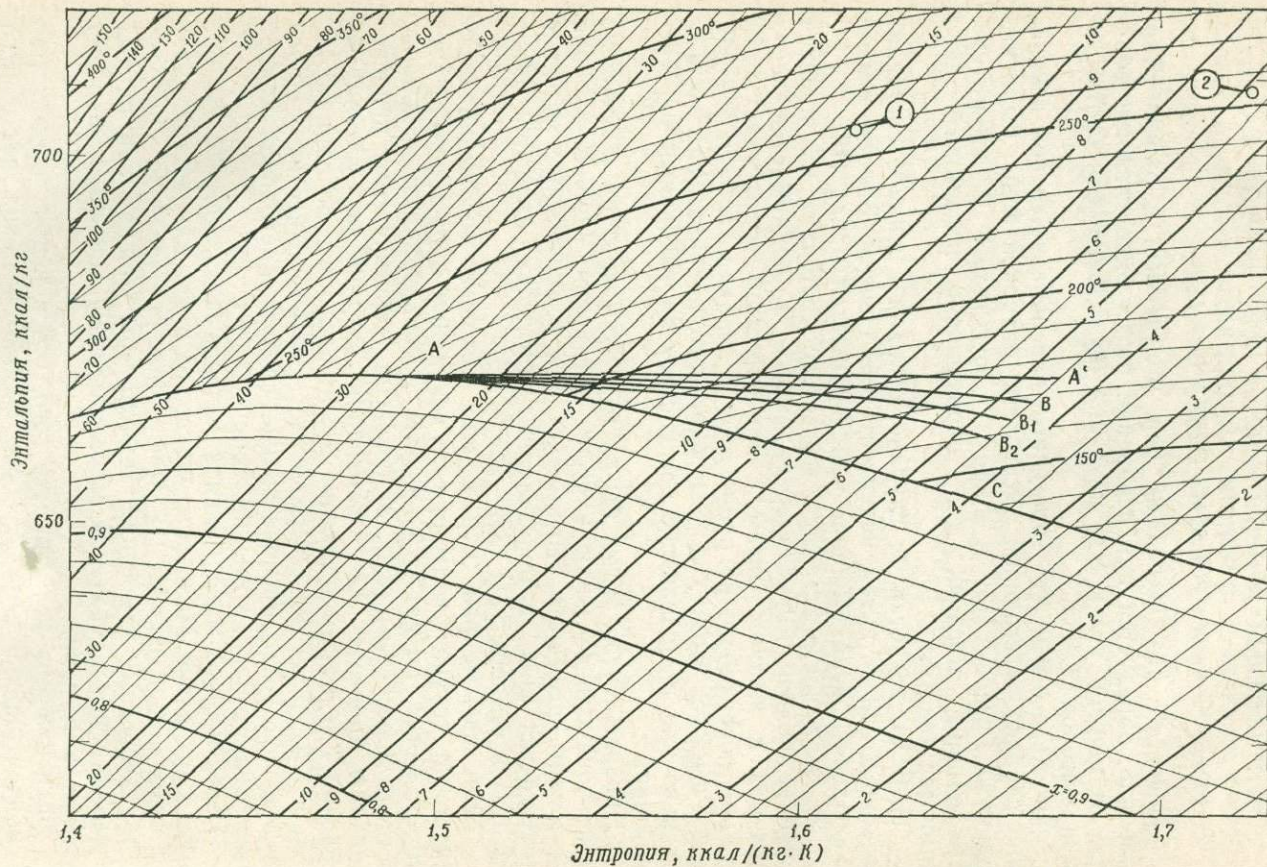
2) Вода достигает надкритического состояния на большой глубине вблизи магматических пород и поднимается вверх сначала в жидком, затем в парообразном состоянии. Вблизи земной поверхности не происходит вскипания глубинной воды, здесь имеются лишь холодные воды, которые оказывают охлаждающее или разрушающее воздействие на глубинный перегретый пар.

Признано, что какими бы ни были температура и давление в первоначальной жидкой фазе, энтальпия глубинного пара не может превышать 670 ккал/кг. Это максимальное значение достигается лишь в определенных пределах давления (30—33 ата) и температуры (232—238 °C).

Если насыщенный пар в этих условиях мгновенно отделяется от текущей воды при ее вскипании и расширяется без потери тепла, он может сохранить первоначальную энтальпию и стать перегретым (фиг. 3) согласно теоретическому преобразованию процесса AA' . Благодаря сохранению упомянутых условий T и p преобразование может произойти по линиям AB , AB_1 и AB_2 . Если же генерируемый пар не полностью отделен от текущей воды, преобразование следует предельной кривой насыщенного пара, а именно линии AC (фиг. 3).

Известно, что максимальное значение энтальпии 670 ккал/кг было определено Мольером, Факсеном и др. для чистой воды, не содержащей солей. Их присутствие в растворе приводит к значительному изменению температуры кипения при разных давлениях и тем самым к максимальному значению энтропии насыщенного пара.

Не исключена возможность того, что в недрах существуют и концентрированные растворы. Однако в целях настоящего исследования мы можем пренебречь этим обстоятельством,



Фиг. 3. Свойства водяного пара при его расширении (диаграмма Мольера).

потому что в установках для концентрации конденсатов пара и извлечения борной кислоты в районе Лардерелло отмечается разница в температуре кипения растворов не более чем на 2—3°C по сравнению с чистой водой. Эти конденсаты, как и воды бороносных источников, содержат всевозможные соли: сульфаты и карбонаты кальция, кремнекислоту и др. А чтобы обосновать зафиксированный в Лардерелло перегрев пара выше теоретической линии AA' , разницу в температурах раствора и чистой воды при различных давлениях необходимо принять в 70—80°C, что практически исключается.

Можно добавить, что воды в проницаемой толще известняков и ангидритов, залегающих сразу же под покровной толщей, всюду сильно разбавлены. Поэтому если состояние пара на устье скважины отвечает поверхности $AA'C$ (фиг. 3), что наблюдается на некоторых продуктивных площадях, пар может образоваться при расширении без поглощения тепла, не связанного с процессом вскипания воды. В этом случае не требуется привлечения каких-либо гипотез для объяснения перегрева пара.

В геотермальном районе Лардерелло энтальпия пара на устье скважины обычно выше 670 ккал/кг и достигает 705 ккал/кг, что соответствует точкам 1 и 2 на фиг. 3. В этом состоянии пар получен из двух скважин (ВЦ/10 в зоне Прато—Серраццано и № 89 в зоне Лардерелло, фиг. 1). Чтобы получить пар в таком состоянии, необходимо после полного отделения от воды снабдить его теплом в количестве 33,5 и 38,0 ккал/кг для отличия от состояния, отвечающего линии AA' , или 40 ккал/кг для отличия от линии AB (фиг. 3). Температура перегретого пара почти на 80°C выше температуры пара, расширяющегося без процесса перегрева и соответствующего, к примеру, линии AB_1 .

В целом для района Лардерелло, принимая во внимание энтальпию пара, получаемого всеми скважинами, и энтальпию, которую пар должен был бы иметь при различных фактических давлениях вдоль линии преобразования типа AB , найдено, что количество тепла, переходящего в пар после его образования, равно приблизительно $6,5 \cdot 10^7$ ккал/ч. Как показано ниже, наличие этого избытка тепла позволяет прийти к важным выводам относительно глубинного строения геотермальной системы.

Существующие гипотезы о причинах перегрева. Различные гипотезы о причинах перегрева, выдвигавшиеся ранее, исходили из допущения, что эндогенный пар перегревается в проницаемой толще непосредственно под подошвой покровной толщи и на относительно коротком расстоянии от забоя продуктивной скважины. Такое допущение не может быть сделано

для района Лардерелло, поскольку оно не совместимо с наблюдаемыми фактами. В этом районе длительное время измерялись расходы пара из скважин и давления в закрытых продуктивных скважинах, а также анализировались изменения этих показателей в связи с влиянием различных факторов, в том числе и с увеличением доли питания скважин из различных интенсивно разбуриваемых геотермальных зон.

Некоторые существующие гипотезы явно не совместимы ни с высокой степенью перегрева, достигнутого в последние годы, ни с тем фактом, что явление перегревания пара не исчезает, а остается постоянным или даже становится более резко выраженным. Это происходит вопреки мнению, основанному на достижении «максимума стабилизированной энергии» при разбурировании зоны [14], т. е. использовании для вскипания глубинной воды *всего* тепла соответствующей высокотермальной зоны.

Среди известных гипотез имеется лишь одна, которая не может быть легко отвергнута или принята. Эта гипотеза, предложенная Гогелем [15], допускает, что перегрев обязан теплу, накопленному в горных породах, которые ранее находились ниже уровня подземных вод. При постепенном понижении уровня воды температура породы на контакте с паром, который расширяется после вскипания воды, превышает температуру пара во время его расширения, и таким образом обеспечивается перегрев. Эта гипотеза допускает также, что понижение уровня воды во время испарения, вызываемого вскипанием, — необходимое условие для перегрева пара до значения выше 670 ккал/кг.

Согласно гипотезе Гогеля, перегревание 1 кг пара зависит от степени понижения уровня воды, от расхода генерируемого пара и, в частности, от физических свойств и степени раздробленности горных пород на контакте с водной поверхностью. В этом случае определяющими факторами служат время и место, требующиеся для полного отделения пара от воды при ее вскипании, потому что, до тех пор пока породы находятся в контакте с влажным паром, их тепло может привести лишь к испарению текущей воды. Очевидно, гипотеза не может быть проверена на основе балансового сопоставления тепла, которое уходит на перегрев пара, с теплом, приходящимся в единицу времени на объем пород после полного их высвобождения от вскипающей воды.

По нашим наблюдениям, на забоях продуктивных скважин физические свойства и степень трещиноватости горных пород значительно изменяются от площадей развития хорошо пронизываемых известняков и ангидритов к площадям, где этих пород нет. Вопреки этому, в свойствах перегретого пара, получае-

мого на тех и других площадях, например в центральной части Лардерелло или на участках Габбри и скважины ВЦ/10, различий не наблюдается. Это приводит к выводу, что эффект перегрева связан с наличием флюидовыводящих разломов на большой глубине. Однако последнее предположение не имеет определенных доказательств, так как невозможно оценить упомянутый выше баланс тепла. Расчеты показывают, что количество тепла горных пород, высвобождающееся при понижении уровня подземных вод, всегда превышает то количество тепла, которое идет на перегрев пара. Поэтому степень перегрева пара и его температура будут ограничиваться температурой водной поверхности. Отсюда ясно, что гипотеза Гогеля не может быть принята или отвергнута на основе теплового баланса или других общих соображений.

С другой стороны, имеются и положительные данные, позволяющие внести ясность в этот вопрос. Речь идет о наблюдениях за термо- и гидродинамическим режимом флюидов на разных площадях. В частности, данные наблюдений позволяют считать, что рассматриваемый процесс не возникает в проницаемой толще или в верхней части кристаллического фундамента, т. е. на глубине 300—1000 м. Последующие более точные наблюдения показали, что эндогенный пар не может генерироваться при вскипании вод в проницаемой толще на относительно малой глубине.

Несоответствие гипотезы о возможности образования пара при вскипании воды в горизонте вблизи забоя скважины с изменениями температуры пара на ее устье. На многих площадях, где за несколько лет суммарный расход пара стабилизировался, т. е. стал приблизительно постоянным при неизменном давлении на устье скважин с некоторой тенденцией к уменьшению за несколько десятилетий, бурились новые продуктивные скважины между уже существующими или вблизи них. При этом отмечалось немедленное увеличение суммарного расхода пара, иногда превышающего вдвое расход, который перед этим стабилизировался на протяжении длительной эксплуатации зоны.

Затем суммарная производительность зоны начинала быстро снижаться при сохранении постоянного давления на устьях скважин (так как оно обусловлено работой геотермальных электростанций), следуя экспоненциальной кривой вида

$$y = \frac{k}{x^{m/n}},$$

где y — расход пара; x — время от начала быстрого снижения расхода; k и m/n — постоянные величины для каждой зоны, зависящие от «максимальной стабильной производительности»

и «фактора использования», который постоянно возрастает [14].

Как правило, через несколько лет суммарный расход пара в зоне асимптотически приближается к линии несколько более высокого значения, чем стабильный расход, определяемый степенью разбуренности зоны. Все эти случаи, часто подтверждаемые наблюдениями, заметны по накоплению пара в проницаемой толще. Остается установить, что это связано либо с поступлением высокотемпературной воды и ее вскипанием, либо с накоплением пара в резервуаре под давлением.

Упомянутый процесс вскипания в гипотетическом резервуаре может быть представлен на диаграмме температуры и энтропии пара (фиг. 4, см. приложение). Прежде всего установлено, что расход высокотемпературной воды, которая питает резервуар, по весу меньше расхода пара, генерируемого резервуаром.

Если принять параметры воды перед вскипанием, например в точке $D_1: T=310^\circ\text{C}$ и $p=100$ ата, а давление пара над водной поверхностью более низким (например, 10 ата), то переход по линии D_1E_1 следует изоэнтальпийно. Масса воды, равная, к примеру, 100 т, с приближением к поверхности контакта с паром превращается частично (32 т) в пар при $p=10$ ата и $T=179^\circ\text{C}$, а частично в воду с $T=179^\circ\text{C}$. Эта вода может далее генерировать пар низкого давления, к примеру 5 ата. В этом случае 68 т воды окажутся снова в точке D_2 , и следует превращение по линии D_2E_2 с дальнейшей генерацией пара в количестве лишь 4,2 т при 5 ата и 151°C . Этот же процесс приводит к образованию 63,8 т воды с $T=151^\circ\text{C}$.

Очевидно, что после вскипания остается еще значительное количество воды, и во взятом примере ее значительно больше, чем пара. Даже при переходе от критической точки до $p=5$ ата (линия D_0E_0 на фиг. 4) лишь 69% массы воды может испариться в процессе вскипания, и останется 31% воды с низкой энтальпией (150,9 ккал/кг). Оставшееся количество воды должно немедленно рассеяться вместе с паром, иначе ввиду низкой теплопроводности пород и воды образование пара прекратится.

Если все тепло, содержащееся в воде, должно быть использовано, то должно существовать конвективное движение в резервуаре с последовательным уменьшением температуры всей массы накопленной воды. Поэтому средняя проницаемость пород резервуара должна быть достаточно высокой, чтобы обеспечить движение воды лишь с небольшой потерей напора, причем единственной движущей силой для нее является различие в плотности. Следовательно, снижение давления пара в коллекторе будет также незначительным.

Когда заполнение резервуара завершится, режим становится стабильным, — расход пара строго зависит от расхода и температуры питающей воды и давления на водной поверхности. В этих условиях коллектор должен постоянно разгружаться от остаточной воды с низкой энтальпией, иначе уровень воды будет подниматься. Это происходит потому, что при каждом первоначальном T и p в стабильных условиях приток питающей воды всегда значительно выше, чем расход воды на испарение путем вскипания.

Рассматривая эти положения, следует отметить, что в процессе накопления высокотемпературной воды и ее вскипания, если давление на водной поверхности постоянно, точка D (фиг. 4) движется вдоль предельной кривой насыщения пара в направлении $D_0 \rightarrow D_1$, а точка E — к этой же кривой по соответствующей изобаре. В данную фазу расходования накопленной воды должно происходить постепенное снижение расхода пара и одновременно снижение температуры воды перед вскипанием и, следовательно, перегрев получаемого пара.

Если при расходовании запаса воды напор ее также снижается, температура пара уменьшается еще быстрее, так как в дополнение к отмеченному эффекту наблюдается более быстрое уменьшение температуры насыщенного пара, образовавшегося при вскипании (этот процесс соответствует движению точки E на фиг. 4 к предельной кривой насыщения по более низкой изобаре). Это понижение напора воды при постоянном давлении пара на устье скважины вполне возможно благодаря уменьшению потерь давления пара между водной поверхностью и некоторой глубиной и характерно для всех продуктивных скважин на площади, особенно если они размещены среди других скважин.

Действительно, на определенных небольших площадях (2—5 км²), которые эксплуатируются многие годы, водная поверхность на любой глубине является общей для всех продуктивных скважин. Трещины, в которых продуктивные скважины вскрывают пар, объединяются в системы циркуляции подземного пара. Это явление подтверждается наблюдениями за взаимодействием скважин в одной и той же зоне и не вызывает сомнений. Поэтому открытие новых продуктивных скважин между имеющимися может вызвать переход стабильного режима (при котором водное питание зоны соответствует суммарному расходу из нее пара и воды при постоянном давлении на водной поверхности) в переходный режим накопления в связи с понижением давления на водной поверхности. Это понижение будет наибольшим в непосредственной близости от новых скважин, хотя оно заметно по всей водной поверхности, и суммарный расход пара из зоны возрастает в виде

пикового скачка. Однако вскоре после этого (через несколько часов или дней) расход заметно уменьшается и стабилизируется на пониженном значении.

Очевидно, если водная поверхность расположена близко от забоя скважин во время описанных колебаний расхода, должны быть заметны колебания температуры получаемого пара. Тепловая инерция горных пород у забоев скважин ослабляет амплитуду этих колебаний, которые регистрируются во многих зонах и достигают нескольких градусов Цельсия, однако не снимает их полностью и не меняет их знак, как это видно, например, на фиг. 5 и 6 (см. приложение).

На фиг. 5 отражены данные месячных замеров расхода пара на площади Серраццано ($\sim 3 \text{ км}^2$) в период 1952—1969 гг. После времени стабилизации на значении 140 т/ч (при давлении на устье $\sim 5,0$ — $5,5$ ата) и последующего открытия четырех новых скважин в период 1954—1957 гг. суммарный расход пара в октябре 1957 г. достиг максимума около 305 т/ч.

В 1957 г. некоторое время наблюдалось понижение давления во всех скважинах (фиг. 5), что было связано с пуском в действие геотермальной электростанции «Серраццано-2» вместо электростанции «Серраццано-1». В феврале 1958 г. новый суммарный расход пара составил 260 т/ч при $p=5,3$ ата. Сразу после этого расход начал снова снижаться, и в мае 1961 г. произошла новая «стабилизация» на значении ~ 180 т/ч при $p=5,3$ ата.

Давление пара здесь часто подвергалось изменению по техническим причинам и вызывало колебания расхода. Тем не менее отчетливо видны периоды заметного снижения и стабилизации расхода при почти постоянном давлении (~ 5 ата). Необходимо отметить, что пуск в действие каждой новой скважины (Чоккайя, Кантео и № 8) вызывал значительное уменьшение расхода шести существующих скважин, постоянного в период 1953—1954 гг. Это уменьшение еще больше проявилось при открытии последующей скважины — Поццайе-2, расположенной между скважинами № 8 и Кантео (фиг. 1) и давшей 98 т/ч пара при $p=5$ ата и $T=190^\circ\text{C}$.

Эти данные приводятся в качестве примера в связи с тем, что в 1957 г. случилось так, что с действием скважины Поццайе-2 в течение почти 8 месяцев совпало понижение давления на устье скважины по сравнению с эксплуатационным. Это было вызвано понижением давления водной поверхности, которая, как предполагается, была очень близка к забоям скважин.

Заметных изменений температуры в период, характеризуемый упомянутыми колебаниями расхода пара, не отмечается, за исключением лишь небольших изменений, до 1 — 2°C , свя-

занных с ошибками в измерениях. Температурные колебания, относящиеся к анализу кривой $T-p$ для зоны Серраццано, рассматриваются ниже, а отображенные на фиг. 5 температурные изменения соответствуют изменениям давления с расхождением на 1—2 °C из-за приближенных измерений.

При накоплении и вскипании воды вблизи забоев скважин в период переходного, а затем стабильного режима и потери давления в скважине температура пара в 1957 г. должна была понизиться приблизительно на 20 °C. Вместо этого в 1957 и 1958 гг. отмечалась постоянная тенденция к повышению температуры. В дальнейшем до 1966 г. температура оставалась устойчивой, как и в других зонах района Лардерелло, с тенденцией к постоянному и небольшому увеличению.

На фиг. 6 показан суммарный приток пара на центральном участке площади Лардерелло и на площади Валле-Секоло, достигший почти 2100 т/ч в 1954—1955 гг. и затем к 1968 г. значительно сократившийся — до 1100 т/ч. График отражает параметры некоторых важнейших скважин в различных точках. Из-за большого числа скважин (фиг. 1) невозможно графически представить параметры всех продуктивных скважин.

Температура пара в различных скважинах оставалась постоянной или была подвержена небольшому росту только до 1966 г. при уменьшении расхода, который стабилизировался к 1969 г.

На фиг. 7 (см. приложение) показаны данные измерений расхода пара в зоне Габбри — Св. Винченцо к северу и северо-востоку от Лардерелло. Недавно открытая, эта зона резко отличается от вышеописанных (фиг. 5 и 6) в отношении как суммарного, так и отдельных расходов скважин. При открытии каждой скважины расход уменьшался, но не столь резко, как в предыдущих зонах, и от начала действия первой скважины в 1960 г. до 1969 г. суммарный расход возрастал и достиг ~550 т/ч. Температура же пара во всех 10 скважинах этой зоны существенно не отличается от таковой в предыдущих зонах и имеет тенденцию постепенного увеличения со временем, несмотря на открытие новых скважин и увеличение суммарного расхода. Перегрев пара здесь такой же, как и в центральной зоне Лардерелло.

На фиг. 8 (см. приложение) иллюстрируются данные по зоне Прата (Валле-Корниа), имеющей продолговатую и узкую в плане форму, соответствующую тектоническому поднятию между зонами Серраццано и Сассо. Расход пара здесь отличается от предшествующих. После выпусков пара из каждой скважины наблюдались некоторое уменьшение и затем стабилизация расходов на значениях, очень близких к первоначальным (например, в скважине ВЦ/10, расположенной

в северо-западном конце зоны и удаленной от Серраццано лишь на 1,5 км). Перегрев пара приблизительно соответствует таковому в зоне Лардерелло, а температуры пара в скважинах в основном такие же, как и в других зонах всего района Лардерелло.

В зонах Сассо и Монтеротондо, не отраженных на графиках, суммарные расходы пара были постоянны в течение нескольких десятилетий. Температурные графики всех скважин подобны изображенным на фиг. 5, 6, 7 и 8 и обнаруживают слабую и устойчивую тенденцию роста температуры до 1966 г.

В заключение можно отметить, что во всех зонах геотермального района Лардерелло в течение 30—40 лет наблюдалось медленное и более или менее постоянное повышение температуры получаемого пара (в среднем для всех зон на 1,0—1,5°C в год) без какой-либо существенной связи с изменениями дебитов скважин.

В 1955—1956 гг. повышение температуры прекратилось во всех зонах при установлении почти одинаковых давлений на устьях закрытых скважин, а с 1966 (или 1967) по 1970 г. наблюдались заметные уменьшения температур отбираемого пара на площадях центрального Лардерелло, Кастельнуово, Серраццано, Сассо, Монтеротондо и Лаго, небольшое уменьшение в зоне Прата и отсутствие изменений температур в зоне к северо-востоку от Лардерелло. Эти изменения будут рассмотрены ниже, здесь же необходимо обратить внимание на их одновременность во всех зонах геотермального района радиусом 10—12 км.

Одновременность и подобие изменений температур за весь период в зонах с весьма различными условиями, так же как и предполагаемых понижений уровня воды вблизи забоев скважин, исключают возможность того, что процесс перегрева пара может происходить на этой относительно небольшой глубине.

Что касается процесса накопления воды, наблюдаемого, например, в зоне Серраццано, то этот процесс не связан с аккумуляцией и вскипанием воды вблизи забоев скважин из-за несоответствия с имеющимися наблюдениями. В горизонтах, близких к забоям скважин, под действием давления аккумулируется, по крайней мере частично, насыщенный пар, образующийся в результате вскипания флюида на очень большой глубине.

Наблюдения, которые были проанализированы нами, не соответствуют гипотезе о том, что водная поверхность на глубине близка к забоям скважин. Этот факт существен для изучения причин перегрева пара и других общих вопросов.

Глубина водной поверхности и вскипания воды. При изучении кривых восстановления давления после закрытия двух

скважин на площади Лардерелло Элдер [10] пришел к выводу, что глубина водной поверхности и вскипания воды здесь около 2 км. Мы можем лишь отметить, что если методика Элдера применима к подобным наблюдениям на других площадях (Прата и центральное Лардерелло), то получаются даже большие глубины. С некоторыми допущениями результаты согласуются с данными Элдера. При изучении этого вопроса важно знать, находится ли водная поверхность вблизи (в пределах нескольких сотен метров) от забоев продуктивных скважин или она лежит значительно глубже (в нескольких километрах). В первом случае она влияет на образование пара лишь в ограниченных зонах, во втором случае ее положение обуславливает циркуляцию пара в кристаллическом фундаменте или других глубинных толщах с одновременным охватом многих площадей. Более детально судить о глубине водной поверхности в связи с недостатком данных не представляется возможным.

Если водная поверхность близка к забою, можно установить связь между температурой получаемого из скважины пара и давлением пара при ее закрытии. В этом отношении можно сослаться на данные измерений в скважине ВЦ/10 зоны Прата (фиг. 8), пробуренной в 1963 г. впервые в этой зоне на значительном расстоянии (1,5 км) от ближайшей продуктивной скважины (фиг. 1). Это весьма производительная скважина, давшая вначале 114 т/ч пара при давлении на устье 14,6 ата и температуре 259 °С, а через месяц работы — 92,3 т/ч при 20,5 ата и 263 °С. Измерения, выполненные при равных давлениях на устье закрытой скважины через месяц эксплуатации (июнь 1963 г.), даны на фиг. 11. Температура получаемого флюида росла постепенно, а в 1966 г. пар имел следующие характеристики: T 163 °С, $p=8,5$ ата и энтальпия 711 ккал/кг.

Следует отметить, что на участке скважины ВЦ/10 не имеется проницаемых слоев известняков и ангидритов между покровной толщей и кристаллическим фундаментом. Последний вскрыт на глубине 826 м, ниже скважина пройдена до глубины 1088 м. Продуктивные трещины были подсечены только в кристаллических породах на глубинах около 930 и 1030 м.

При давлении в закрытой скважине 30,2 ата температура пара оказалась равной 263 °С (фиг. 11), что соответствует давлению насыщенного пара 50 ата. Содержание CO_2 в паре составляет около 2,8% (по весу), поэтому влиянием его на повышение давления насыщения можно пренебречь. Расчет тепловых потерь в скважине (обусловленных расширением пара в скважине и передачей тепла через стенки скважины в окружающие породы) дает температуру пара на забое минимум

275 °С при снижении давления на устье до 20,5 ата. Температура водной поверхности, расположенной предположительно вблизи забоя скважины, не может быть рассчитана, можно лишь предполагать, что она очень близка к температуре пара на входе в скважину. Флюидостатическое давление весьма мало (не более 0,1 ата). Если водная поверхность близка к продуктивным трещинам, то давление на ее уровне должно быть 60 ата или выше; это мнение подтверждается данными, полученными в последнее время при месячном испытании одной из новых скважин.

Возможность встречи в глубоких продуктивных трещинах давлений ниже 31 ата в связи с потерями исключается, так как все пробуренные в новых зонах скважины не взаимодействуют с другими продуктивными скважинами. Во всех зонах этого геотермального района давления в наиболее глубоких скважинах колеблются в пределах 30—32 ата, за исключением зоны Лустиньяно: в скважине ВЦ/5 37 ата и в скважине Лустиньяно 40 ата.

Рассмотрим теперь данные на фиг. 2, 6 и 7 вместе с данными фиг. 1. Линия *aa'* на фиг. 1 делит геотермальный район на две группы продуктивных зон. Зоны, расположенные слева от этой линии (подрайон 1), характеризуются кривой 1 суммарного расхода пара (фиг. 2). Зоны, расположенные справа (Лардерелло и др.), представляют сейчас единую продуктивную площадь без промежуточных непродуктивных участков. Суммарный расход пара второго подрайона отражен на фиг. 2 отдельно.

С 1944 по 1955 г. суммарный расход пара в подрайоне 1 был постоянным, тогда как в подрайоне 2 он увеличивался в связи с вводом в действие новых скважин в центральном Лардерелло, Валле-Секоло и Кастельнуово, а взятый вместе он достиг 3 тыс. т/ч с тенденцией к стабилизации [14] при значении в 2700 т/ч. С 1955 по 1969 г. суммарный расход в подрайоне 1 стал увеличиваться в связи с вводом в действие новых скважин в Серраццано и Прата и одновременно с этим довольно отчетливо выразилось снижение расхода в подрайоне 2, так что общий расход остался практически неизменным; наблюдаются его колебания от 2700 до 3000 т/ч с тенденцией к стабилизации на первом из указанных значений.

В 1960 и 1962 гг. бурение было проведено в двух новых продуктивных зонах за пределами характеризуемого геотермального района: Карболи—Дзуккантине к югу от Лаго и Габбри к северу от Лардерелло. Это привело к увеличению расходов пара в обоих подрайонах с достижением общего расхода ~ 3200 т/ч и тенденцией его стабилизации на значениях 2900—3000 т/ч.

В период с 1963 по 1970 г. были получены следующие наиболее существенные результаты:

В подрайоне 1 в зонах Виньяче и Гроттитана были введены в действие новые среднедебитные скважины, но одновременно с этим уменьшился расход других скважин, так что суммарный расход пара оставался постоянным до июля 1969 г.

В подрайоне 2 наблюдалось увеличение расхода скважин в зоне к северо-востоку от Лардерелло, так как с декабря 1963 г. были введены в действие многие средне- и высокодебитные скважины и суммарный расход пара возрос с 320 до 550 т/ч (фиг. 7). Вместе с тем расход зоны центрального Лардерелло и Валле-Секоло снизился, так что суммарный расход по подрайону оставался без изменения до июня 1969 г. В этот же период не отраженный на диаграмме расход пара в зоне Кастельнуово оставался постоянным.

В период с июня 1969 г. по 1970 г. суммарный расход в подрайоне 1 увеличился в связи с открытием новых средне- и высокодебитных скважин (Лустиньяно-5, Пиан-дель-Джильо, Турбоне и Капаннини) и одновременно стал более резко снижаться расход в зоне центрального Лардерелло; в целом же расходы в обоих подрайонах не изменились.

Очевидно, суммарный расход пара из скважин всего геотермального района достиг стабильного максимума при величине 3 тыс. т/ч [14]. Кроме того, очевидно, что вскрытие горизонтов интенсивно раздробленных горных пород в целях получения пара в том или ином пункте может вызвать переток значительного количества пара из одной зоны в другую за короткое время. Время взаимодействия между зонами, удаленными одна от другой на несколько километров, не может быть определено сразу же после выпуска из отдельной скважины, потому что расход пара измеряется с точностью до 3% и под наблюдением в районе находится около 180 скважин. Время взаимодействия может быть выведено только на основе обработки данных режимных наблюдений, примером чему являются графики на фиг. 2; в период 1963—1970 гг. оно изменялось от 1 до 3 месяцев и наблюдалось даже для зон, не прилегающих одна к другой.

Описанные выше явления и установленное время взаимодействия между зонами явно не соответствуют массам вскипающей воды, содержащейся в более или менее пористых породах проницаемой толщи, которые залегают вблизи забоев скважин и поэтому имеют отношение только к отдельным зонам или отдельным скважинам. Учитывая площадь геотермального района и расстояние между отдельными зонами, можно прийти к выводу, что выше охарактеризованные явления связаны с наличием параллельных субвертикальных

трещин и разломов в фундаменте, выводящих пар с глубины в несколько километров.

Схема неглубокой гидротермальной системы, эксплуатируемой в районе Лардерелло. Предположение о том, что уровень воды при ее вскипании устанавливается вблизи забоя скважины, противоречит следующим наблюдаемым фактам:

а) отсутствию изменения температуры пара в зависимости от величины его притока из различных продуктивных зон, как это указано выше, а также отсутствию связанной с упомянутыми параметрами тенденции движения пара вверх или вниз и нередкому наличию тенденции, противоположной ожидаемой;

б) медленному изменению температуры пара одновременно во всех зонах (увеличению до 1966 г., постоянству и уменьшению до 1970 г.) независимо от тектонических условий и условий эксплуатации скважин;

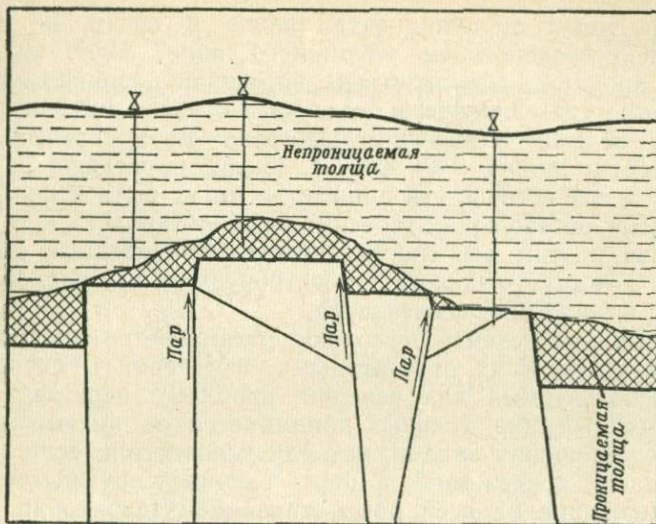
в) времени достижения стабильного давления в скважине 10;

г) несовместимости давления в скважине и температуры получаемого флюида;

д) несовместимости медленного снижения с 1963 г. суммарного притока со всей геотермальной площади до 3 тыс. т/ч в связи с открытием новых продуктивных скважин и постепенного увеличения притока из отдельных зон.

Непосредственные наблюдения, на основании которых можно было бы судить о положении уровня воды по отношению к забою скважины, как известно, отсутствуют. Если одну или несколько скважин в центральной части продуктивной зоны оставить в закрытом виде на достаточно долгое время, то в них на определенном уровне установится высокотемпературная вода. Этот уровень может быть измерен с помощью введения зонда в закрытую скважину. Когда скважина даже с большой производительностью вводится в эксплуатацию, в первые несколько часов или дней из нее может изливаться промывочная жидкость или частью инфильтрационная вода, циркулирующая в проницаемой толще (коллекторе горных пород) ниже забоя скважины. А если скважина бурится без промывки и расположена в зоне других продуктивных скважин, она встречает на определенной глубине горизонт холодных вод. Все эти явления приводят к логическому заключению, что пар на глубине как таковой может существовать лишь при условии, если он движется.

Если восходящие потоки пара не образуются, пар конденсируется и вместе с теплопроводящими горными породами способствует образованию высокотемпературных вод. Тем самым в еще не вскрытых продуктивных зонах инфильтрующиеся через водоупор атмосферные воды могут быть сильно нагреты,



Фиг. 9. Схема движения пара в геотермальной системе типа Лардерелло.

если они связаны с поднимающимися до самой поверхности струями пара. Извержение пара из вновь пробуренной скважины возможно лишь в результате нарушения равновесия между гидродинамическим давлением вблизи забоя и давлением насыщения пара, соответствующим достигнутой водой температуре. Через несколько часов или дней струя пара с глубины может достигнуть забоя скважины, в результате чего вода в верхней части проницаемой толщи подвергается охлаждению, эффект которого зависит от количества поступающих воды и пара, гидродинамического давления и от геоструктурных условий.

Водопроницаемая толща выступает в качестве коллектора метеорной воды и конденсата пара не только за пределами геотермальной площади, но и во всех тех внутренних ее частях, которые свободны от пара, поднимающегося с глубины вдоль продуктивных трещин или скважин. Поэтому мы считаем приемлемой лишь схему, учитывающую непосредственные наблюдения в период выделения пара из зоны разлома в кристаллических породах и смешения его с водой вблизи подошвы водоупора.

Эта схема иллюстрируется фиг. 9, обобщающей строение геотермальной зоны. По нашему мнению, в проницаемой толще известняков и ангидритов и в верхней части кристаллического фундамента происходит горизонтальная циркуляция небольшого количества охлажденных «смешанных» вод. Более того,

эти воды могут циркулировать только в среде, не находящейся под воздействием глубинного пара. Иное положение было в прошлом, возможно еще во второй половине XIX века и в первые годы текущего столетия. Согласно имеющимся сведениям, первые измерения перегрева пара, превышающего по значению линию AA' фиг. 3, были проведены в 1930—1931 гг. К сожалению, эти данные не могут быть использованы для вывода об эволюции геотермальной активности в то время, и в связи с этим все систематические контрольные наблюдения, на которых основана иллюстрируемая на фиг. 9 схема, сделаны в последние десятилетия.

Данные этой схемы позволяют рассмотреть непосредственные измерения и их относительные изменения в период времени, используемый для решения проблемы перегрева.

Эндогенный пар условно принимается за чистый водяной пар для упрощения задачи, которая усложнится, если принять во внимание содержание в паре неконденсирующегося газа. Это содержание на всей рассматриваемой территории таково, что не влияет на расчеты энтальпии, энтропии и давления пара. Высокое газосодержание пара — до 10% — отмечено лишь к северо-востоку от Лардерелло, в зоне Габбри и частью в зоне Св. Винченцо. К юго-западу содержание газа понижается до 6,5% (в центре Лардерелло и в Валле-Секоло), а на остальной площади оно составляет 2—5%. Газосодержание изменяется во времени (по наблюдениям за последние 30 лет изменения колебались волнообразно) и будет служить объектом дальнейшего изучения.

ТЕМПЕРАТУРА ЭНДОГЕННОГО ПАРА В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ ЗОНАХ

Температура пара, получаемого из разных скважин, на всей площади в общем отклоняется на $\pm 10\%$ от среднего ее значения 220—230°C при рабочем давлении около 5 ата. Пар некоторых скважин в разных зонах (Габбри, центр Лардерелло и Прата) имеет более высокую температуру, достигающую максимума 260°C (табл. 1, фиг. 1). Ниже рассматриваются некоторые отклонения от этих температур.

Для скважин с расходом меньше 10 т/ч характерен отток тепла через обсадные трубы в относительно холодные горные породы покровной водоупорной толщи. Отдача тепла, зависящая от диаметра скважины, мощности и температуры слоев горных пород, довольно значительна на единицу расхода пара. Табл. 1 показывает, что самые низкие температуры пара наблюдаются в скважинах с расходами 10—15 т/ч. Если же расход снижается на 1—3 т/ч, пар конденсируется на стенках

Таблица 1

Характеристика некоторых наиболее продуктивных скважин в районе Лардерелло (июнь 1969 г.)

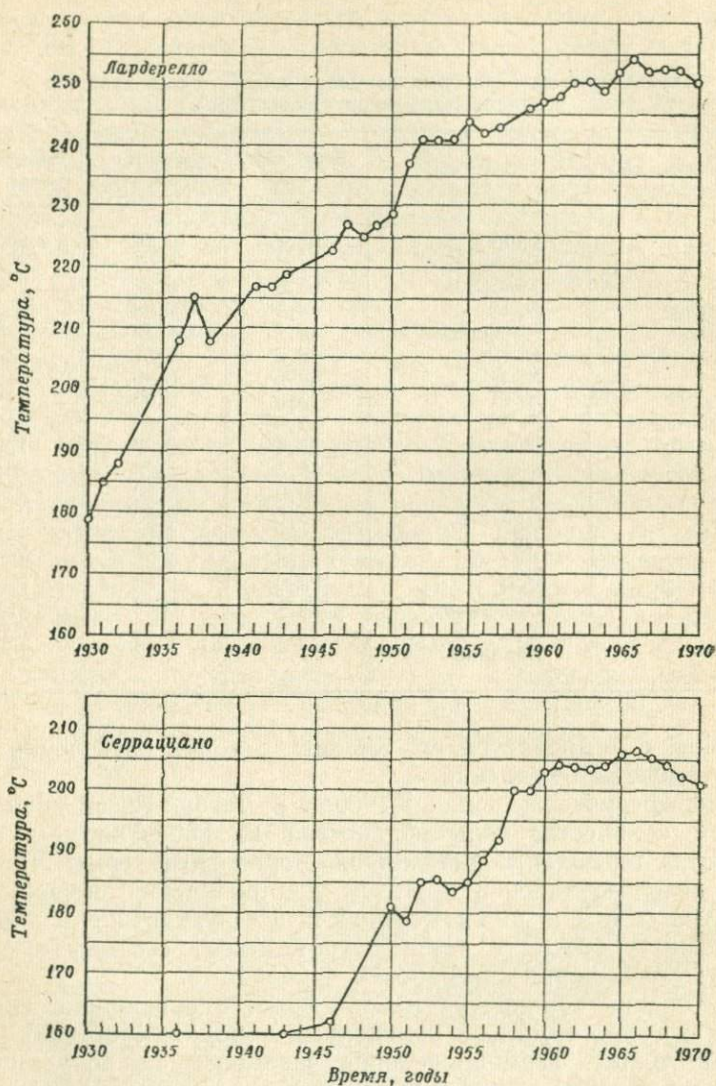
Продуктивная зона	Скважина	Дебит пара, т/ч	Давление на устье, ата	Температура пара, °С
Габбро	Габбро-3	103,7	6,26	230
	Габбро-6	71,2	8,07	239
	Габбро-9	96,3	6,32	226
Центральное Лардерелло	№ 85	44,4	4,98	236
	Пачиана-3	15,7	4,79	225
Лардерелло-Секо-ло	№ 82	40,7	4,51	239
	№ 145	58,6	6,40	240
Центральное Кастельнуово	№ 91	15,6	2,00	225
	№ 98	11,3	2,05	210
Серраццано	Поццайе-2	35,4	5,37	195
	Соффони-1	15,3	5,28	204
Прата	ВЦ/10	90,0	8,20	259
	Прата-2	48,3	6,30	225
Лаго	Л6	55,6	5,98	218
	Л7	42,5	6,09	213
Монтеротондо	№ 9	23,9	6,50	196
	С. Амичье	25,4	6,08	214
Сассо	Х-4	13,5	4,74	202
	Валлино	20,6	4,66	194

скважины и температура его падает до точки насыщения при соответствующем давлении.

В периферических зонах Карболи и Лагони-Росси довольно большое количество воды изливается на поверхность в виде множества термальных источников. Бороносные термы Лагони-Росси использовались в прошлом для получения борной кислоты. Скважины в зонах Карболи-А и Дзуккантине изливают пароводяную смесь с температурой пара, соответствующей точке его насыщения при рабочем давлении.

Отклонения температур наблюдаются в скважинах, пробуренных в гидротермально измененных породах, слагающих покровную толщу. Термопроявления указывают на возможность циркуляции глубоких вод в трещиноватых плотных аргиллитах.

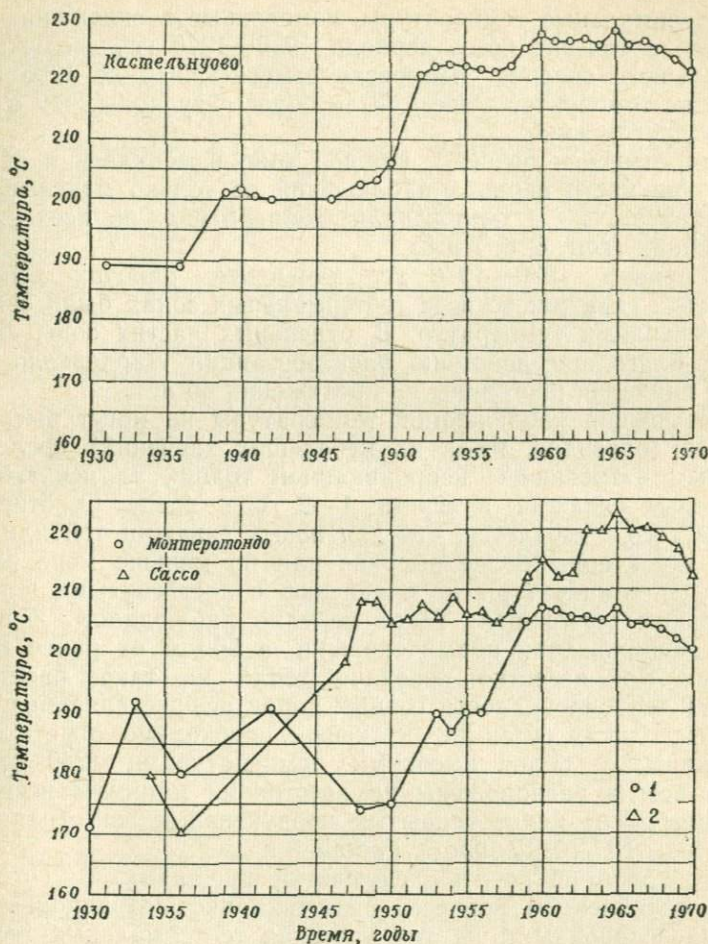
Весьма благоприятно, что скважины с указанными аномальными условиями немногочисленны. Температуры в обычных скважинах той или иной геотермальной зоны даже при небольшом удалении ее от другой зоны отличаются в основном на 5—10 °С, что можно видеть на фиг. 5, 7 и 8. Тем самым в каждой зоне имеется скважина с максимальной температурой пара в проницаемой толще, потому что здесь эффект смешения его с водой проявляется слабо.



Фиг. 10а. Максимальные температуры флюида в зонах Лардерелло и Серрацано в период 1930—1970 гг.

Температурный режим пара в скважинах. На фиг. 10а и 10б показаны максимальные температуры в разных геотермальных зонах по измерениям начиная с 1930 г.

В одной и той же скважине температура не всегда постоянна в течение всего периода наблюдений — некоторые сква-



Фиг. 106. Максимальные температуры флюида в зонах Кастельнуово, Сассо и Монтеротондо в период 1930—1970 гг.

жины имели максимальную для зоны температуру, но были истощены вновь пробуренными скважинами. В каждой зоне многие скважины расположены очень близко одна от другой (100—300 м). В отдельных случаях максимальная температура в одной и той же скважине сохранялась долгое время. Например, в зоне Лардерелло максимальная температура в период 1933—1970 гг. наблюдалась в скважине 89. В геотермальных зонах Серрацано, Кастельнуово, Сассо и Монтеротондо до 1950 г. температура в скважинах измерялась неточно в связи с недостаточной термозащитой измерительного инструмента.

Максимальные температуры, измеренные в скважинах Лардерелло в течение всего периода 1930—1970 гг., заслуживают наибольшего доверия. Интересно отметить, что до 1966 г. повышения температуры здесь были более регулярны, чем в некоторых других зонах.

Как отмечено выше, в каждой зоне изменялась в течение всего или части периода наблюдений не только максимальная температура, но и пониженная температура во всех других скважинах (фиг. 5, 6, 7 и 8).

В период 1930—1970 гг. изменения рабочих давлений на устьях скважин во всех геотермальных зонах были связаны с изменениями температур. В отдельных частях зоны Лардерелло благодаря действию электростанции Лардерелло-1 рабочие давления постоянны на протяжении 40 лет.

Повышения наблюдаемой температуры не могут быть объяснены (очевидно, из-за их небольших значений) последовательным нагреванием непроницаемой толщи, за исключением некоторых скважин в первые 1—2 года после их открытия. Кроме того, отмечается, что для новых скважин той или иной зоны характерны более высокие или по меньше мере равные ($\pm 10^\circ\text{C}$) температуры по сравнению с достигнутыми в первоначальных скважинах. Такое явление наблюдалось и в случаях расположения новых скважин в 500 м от ранее пробуренных. Как известно, передача тепла на такое расстояние за счет теплопроводности горных пород осуществляется в течение нескольких сотен лет. Наконец, необходимо отметить, что скважины с более высокими температурами ($240\text{—}260^\circ\text{C}$) почти всегда расположены на расстоянии минимум несколько километров от ранее вскрытых продуктивных зон (например, скважины ВЦ/10, Габбро-1, Габбро-3 и др.).

Это можно объяснить следующими причинами:

а) ослаблением процесса смешения инфильтрационных вод с конденсационными на тех участках геотермальных зон, которые в прошлом характеризовались интенсивными естественными термопроявлениями; в последние годы деятельность многих источников и мелких озер термальных бороносных вод уменьшилась или прекратилась совсем;

б) последовательным повышением температуры горных пород кристаллического фундамента и нижней части проницаемой толщи в результате увеличения притока эндогенного пара по разломам.

Несмотря на то что процесс нагревания горных пород, очевидно, осложняется рядом местных факторов, вторая причина преобладает над первой. В конечном счете за определенный период температура во всех геотермальных зонах повышается примерно до одного и того же значения. При этом особой роли

не играют ни длительность эксплуатации зоны, ни мощность проницаемой толщи известняков и ангидритов. Хотя повышение температуры не строго закономерно (фиг. 10а и 10б), можно заметить, что в период 1950—1966 гг. в зонах Лардерелло, Серраццано и Кастельнуово значения повышения температуры (на 23—26 °С) были почти одинаковыми. В зонах Сассо и Монтеротондо эти значения несколько отклонились до соответственно 19 и 32 °С под влиянием, видимо, местных условий.

В геотермальной зоне Лардерелло, для которой температурные измерения за весь период наблюдений наиболее надежны (фиг. 10а), повышение температуры составляет 75 °С за 36 лет. Подобное повышение, по-видимому, не связано с естественной эволюцией термального поля с доисторических времен, а произошло в результате увеличения суммарного расхода пара из скважин, интенсивное бурение которых началось, как известно, в 1930—1931 гг.

В 1965—1966 гг. одновременно во всех геотермальных зонах температура перестала повышаться (10а и 10б) и затем снижалась вплоть до 1970 г. Диаграммы на указанных фигурах отражают также неравномерные изменения температур в прошлом, выраженные в виде небольших пиков, однако последние могут объясняться и техническими причинами (ухудшение изоляции термометров, истощение высокотемпературных скважин и т. п.). Это подтверждается тем фактом, что неравномерные изменения температур в разных зонах проявляются в разное время за одним лишь исключением 1965—1966 гг.

Весьма отчетливое и значительное повышение температуры недр до определенного уровня во всем геотермальном районе вполне логично отнести за счет того, что этому соответствует стабильный максимум суммарного расхода пара. Так, например, в 1951 г. суммарный расход пара в районе был лишь на 10—15% ниже его максимального значения 3 тыс. т/ч, достигнутого в 1962—1963 гг. Соответственно в 1951 г. площадь бурения эксплуатационных скважин, удаленных одна от другой не более чем на 1 км, составляла 30 км² (фиг. 1), а в 1962—1963 гг. она возросла почти до 100 км².

Таким образом, более или менее постоянная доля восходящего глубинного пара конденсируется в процессе его движения по трещинам и порам кристаллических пород и при смешении с водами проницаемой толщи. Связанное с этим последующее удельное охлаждение пара привело к тому, что уже в 1965—1966 гг. ярко выразилась тенденция резкого увеличения его температуры с глубиной. Это подтверждает приведенная выше схема (фиг. 9).

ДАВЛЕНИЕ В ЗАКРЫТЫХ СКВАЖИНАХ

Положения, касающиеся давления флюида в закрытых скважинах для района в целом, могут быть обобщены следующим образом (фиг. 1):

1) В центральных частях интенсивно разбуренных зон давление в продуктивных скважинах (так называемое внутреннее или пластовое) изменяется от 5 до 10 ата и в целом лишь на 1—3 ата превышает рабочее или эксплуатационное давление (т. е. давление на устье скважины во время ее эксплуатации). Последнее более или менее постоянно во времени и представляет собой сумму давления на входе в местную электростанцию и потерь в паропроводах, соединяющих ее со скважинами. Рабочие давления различных скважин данной зоны разные, поскольку они зависят от расстояния между скважинами и электростанцией и от характеристик паропроводов. Давление внутри скважины либо внутри двух-трех скважин одновременно всегда измеряется путем ее или их закрытия, тогда как все другие скважины открыты и отключены от паропроводов.

2) В периферических частях геотермальных зон давление в закрытых скважинах обычно более высокое (10—15 ата). Скважины здесь эксплуатируются в основном меньшее время, чем в центральных частях зон, и рабочие давления в скважинах соответственно выше.

3) На краевых участках геотермальных зон и в новых зонах давления в закрытых скважинах достигают 30—33 ата, а в двух скважинах зоны Лардерелло они составляют 37 и 40 ата.

Как в центральных частях геотермальных зон, так и вне их связи между давлением внутри скважин и температурой получаемого пара не наблюдалось. К примеру, в 1960 г. давление в скважине 89 Лардерелло было 6,9 ата (рабочее давление 5 ата, температура 250 °С), тогда как в скважине 139 давление составило 7,5 ата при рабочем давлении 6,6 ата и температуре 211 °С. Скважина ВЦ/10 в зоне Прата имела внутреннее давление 30,2 ата при T 259 °С, а скважина 1 зоны Габбро 31 ата при T 229 °С.

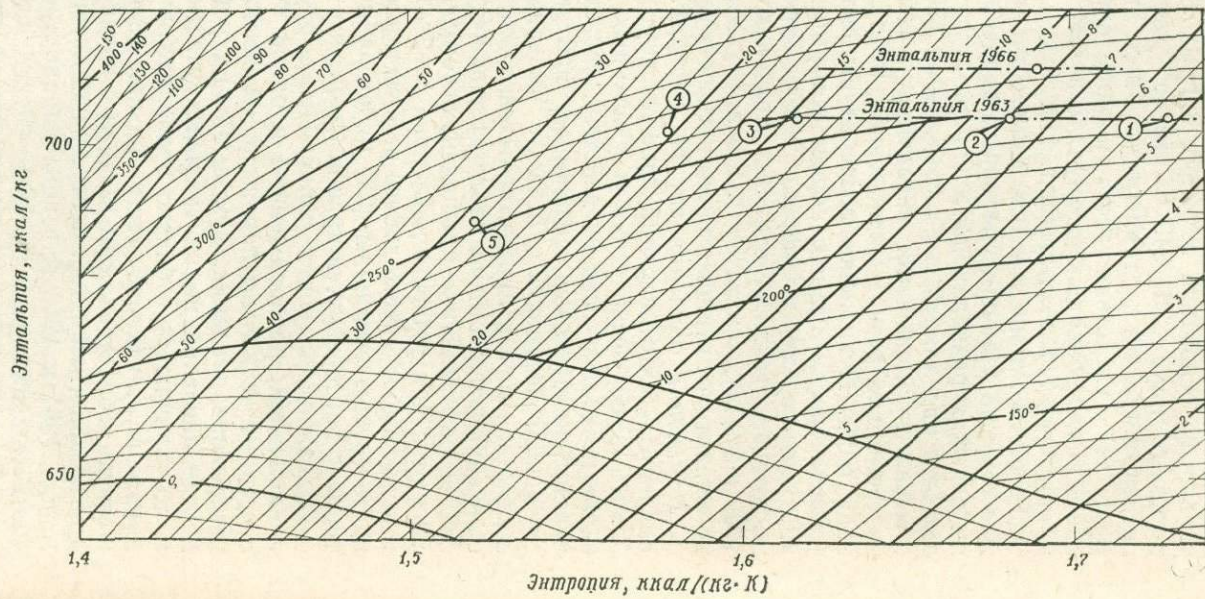
Характеристика кривых расход—давление ($Q-p$) и температура—давление ($T-p$). Эти кривые описаны в ряде случаев в работах, упомянутых в списке литературы. Нами были составлены кривые для скважины ВЦ/10 вскоре после ее опробования в 1963 г. (фиг. 11). Следует отметить, что из-за довольно высокой температуры ее значение при различных давлениях не следует начальной изотерме, соответствующей максимуму энтропии в условиях предельной кривой насыщения пара (30—

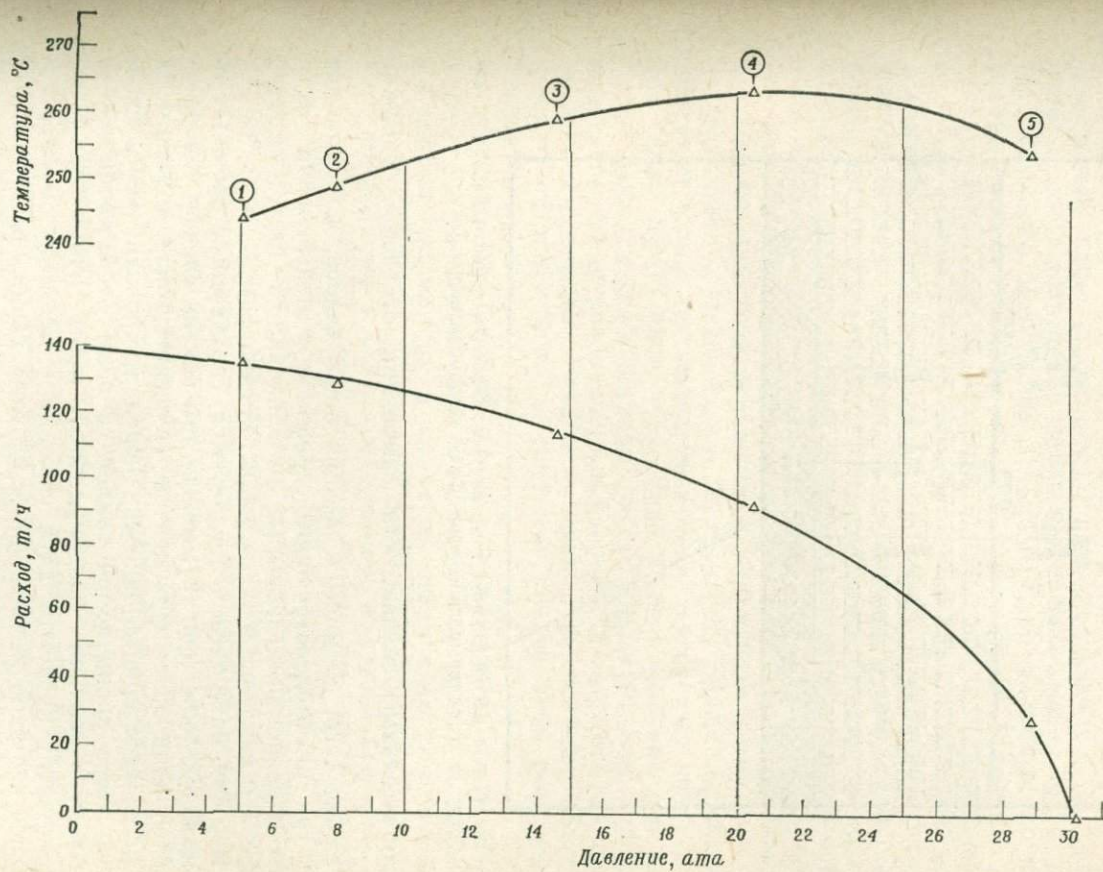
33 ата, 232—238 °С). Это предположение было высказано раньше на основании изучения кривых $T-p$ скважин с температурами пара 230—240 °С. Было установлено значительное превышение всех температур над начальной изотермой (фиг. 11); следствия этого вполне очевидны. Возможность ошибки исключается, потому что в 1966 г. энтальпия флюида возросла до 711 ккал/кг (фиг. 11).

В соответствии с этими данными отмечается, что измеренные температуры при умеренных давлениях и соответствующих им высоких расходах пара (точки 1, 2 и 3 на фиг. 11) точно ложатся над линией его изоэнтальпии (704 ккал/кг). В точке 5 отмечается уменьшение энтальпии и температуры, что объясняется более резким понижением последней на единицу расхода пара. Понижение температуры связано с кондуктивным теплопереносом горных пород, который особенно высок из-за краткости времени в период между бурением скважины и измерениями. Точка 4 означает несколько меньшую энтальпию (702 ккал/кг), чем точки 1, 2 и 3, и указывает на начало изменения, которое становится очевидным в точке 5.

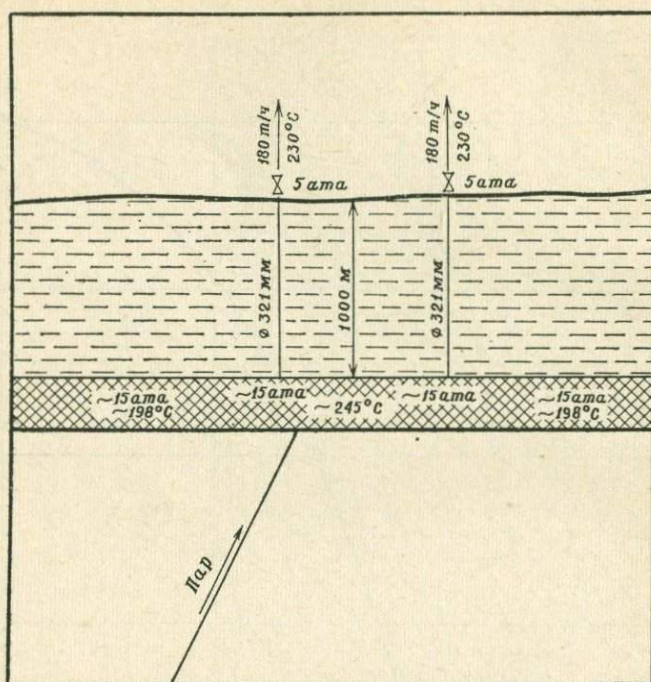
Изменения давления внутри скважин. Во всех случаях наблюдалось, что первоначальные внутренние давления 30—33 ата в периферических и удаленных одиночных скважинах после нескольких лет их действия снижались до обычных значений, свойственных скважинам центральных участков. Эти снижения, несомненно, отчасти вызваны бурением и пуском в действие новых продуктивных скважин. В целом же резкого снижения давлений не наблюдается, несмотря на более интенсивное разбуривание площадей, потому что скважины эксплуатируются при рабочих давлениях 5—9 ата. Этот вопрос важен, так как выбор оптимального рабочего давления связан с давлением внутри скважины [27] определенным соотношением, которое характеризуется кривой $Q-p$.

Скважины с почти одинаковыми расходами, температурой и давлением, расположенные в одной и той же зоне и действующие несколько лет, в целом имеют тем более высокие внутренние давления, чем выше их рабочие давления. Те и другие давления на центральных участках геотермальных зон мало отличаются в близко расположенных скважинах. Наблюдениями установлено, что в той или иной зоне вместе с уменьшением дебита скважин в связи с интенсивным разбуриванием других зон (например, центральной части Лардерелло в период между 1951 и 1958 гг.) давления внутри этих скважин также соответственно уменьшались. Этим наблюдениям противоречит тот факт, что давления в новых скважинах за пределами эксплуатируемых геотермальных зон всегда устанавливались в пределах между 30 и 40 ата, несмотря на такие





Фиг. 11. Расход и температура флюида в зависимости от давления на устье скважины и диаграмма Мольера.



Фиг. 12а. Схема распределения температуры, давления и расхода пара в геотермальной зоне при ее эксплуатации.

исключительные случаи, как самоизлив отдельных скважин и т. п.

Кроме того, во многих случаях наблюдалось, что если две или три взаимодействующие скважины в центральной части зоны одновременно закрыты, то давление в них несколько выше, чем давление в одной закрытой скважине.

Все эти наблюдения согласуются со схемой строения геотермальной зоны (фиг. 9), между тем как на фигуре 12а представлен один из ее фрагментов. Перегретый пар поднимается по разлому в кристаллических породах, проходит через некоторую часть проницаемой толщи (в роли этой толщи может выступать верхняя раздробленная часть кристаллического фундамента) к забоям двух скважин и достигает земной поверхности с рабочим давлением на устье скважины 5 ата, температурой 230°C и расходом 130 т/ч. Давление пара на кровле проницаемой толщи, равное рабочему давлению за вычетом его потерь на движение в скважине, составляет $\sim 15 \text{ ата}$ (фиг. 12а). Температура горных пород на пути движения пара между разломом и забоем скважины приблизительно соответ-

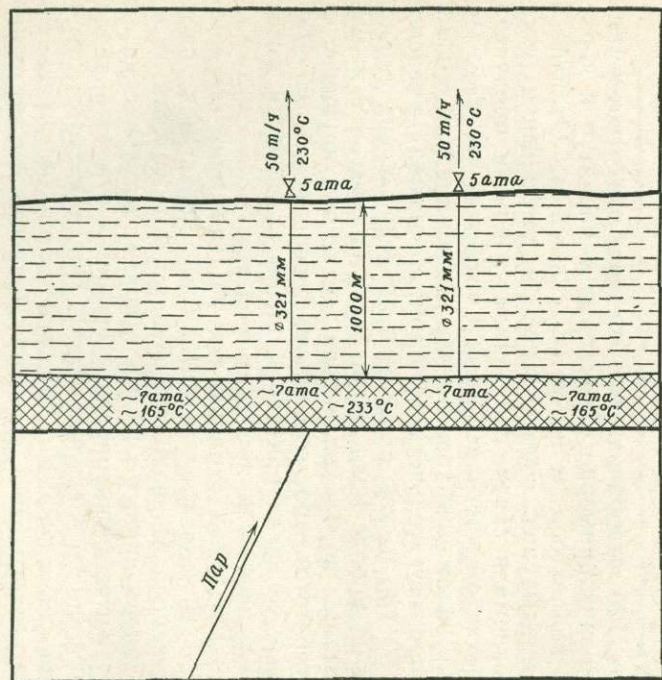
ствуем температуре перегретого пара с учетом степени его расширения.

Окружающие горные породы не достигают температуры перегретого пара, а лишь медленно нагреваются до температуры, соответствующей давлению насыщенного пара в данных условиях. Возможное движение пара в горных породах ограничивается степенью их проницаемости и барьером конденсационных вод. Как только движение пара прекращается и от его границы тепло диспергируется горной породой, оставившийся пар больше не перегревается и энтальпия его снижается до точки насыщения и конденсации в количестве, зависящем от кондуктивного теплового потока. Исходя из средних данных о тепловом потоке в пределах геотермального района ~ 15 мккал/(см²·с), о давлении пара (~ 15 ата) и значении его первоначального перегрева (35 ккал/кг), можно подсчитать, что конденсация пара составляет ~ 1000 кг/ч на 1 км².

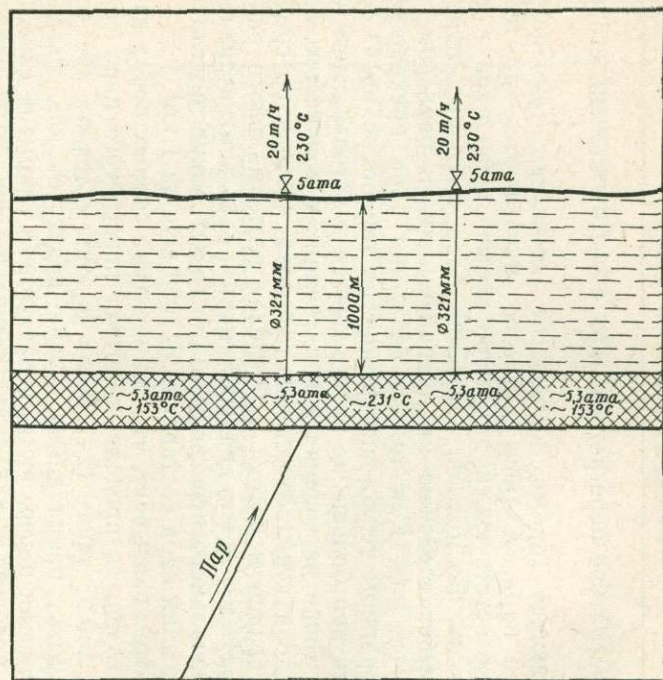
Это также показывает, что температура горных пород в проницаемой толще за пределами потока перегретого пара составит около 200 °С (фиг. 12а). Если в этих условиях обе скважины закрыты, проницаемая толща действует как холодная конденсирующая поверхность, и давление в закрытой скважине не может превысить ~ 15 ата, каким бы ни было давление пара в разломе (пока не возрастет температура всей массы коллектора).

На фиг. 12б отображен тот же фрагмент геотермальной зоны в условиях примерно одинаковых температур и давлений на кровле коллектора и на устье скважины. Отличие этой схемы от предыдущей состоит лишь в уменьшении расхода пара из разлома в связи с бурением в другой продуктивной зоне и перехватом части ресурсов. Считается, что геотермальный район в целом приблизился или достиг предела его максимальной производительности. Дебит скважин уменьшился от 180 до 50 т/ч, и, как следствие, давление в них снизилось на 2 ата и на кровле коллектора стало равным ~ 7 ата. Температура горных пород коллектора, не контактирующих с потоком перегретого пара, составляет теперь всего 160—180 °С. В этих новых условиях при закрытии обеих скважин давление на кровле коллектора не превысит 7—9 ата.

На фиг. 12в вновь отражен тот же фрагмент геотермальной системы в условиях дальнейшего уменьшения расхода пара, получаемого из разлома в фундаменте. Каждая из скважин дает теперь лишь по 20 т/ч флюида. Давление на устье скважин сохраняется на прежнем уровне 5 ата (это давление обеспечивает работу электростанций). Предполагается, что температура на устье скважин также остается без изменений — 230 °С. При этих условиях снижение давления внутри скважин



Фиг. 12б. Температуры и давления в геотермальной зоне (фиг. 12а) при уменьшении расхода пара.



Фиг. 12в. Температуры и давления в геотермальной зоне (фиг. 12а) при уменьшении расхода пара и закрытии скважин.

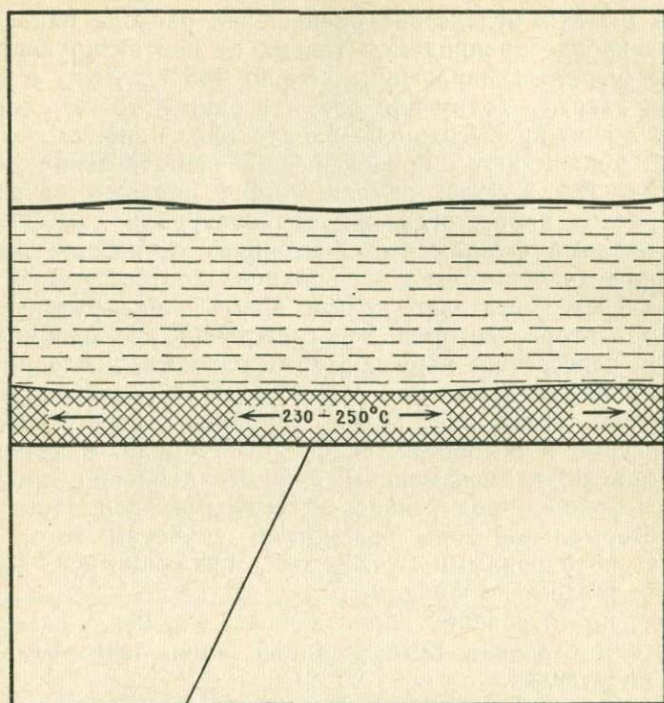
составит 0,3 ата вследствие уменьшения расхода пара, а давление на кровле проницаемой толщи, не контактирующей спотоком перегретого пара, будет около 153°C. Если скважины при этом закрыть (одну или обе, что одно и то же), давление в них не может превысить 5,5—6,0 ата (фиг. 12в).

Как показывают приведенные схематические фигуры (фиг. 12а, 12б и 12в), изменяющимся параметром является только расход пара, тогда как температура и давление пара в зоне разлома фундамента постоянны. Снижение давления может происходить только в скважинах соответственно уменьшению (через достаточно долгое время) температуры в той части коллектора, которая непосредственно не соприкасается с потоком перегретого пара. Другими словами, давление внутри скважин снижается, так как оно зависит от температуры лишь проницаемой толщи, а не потока глубинного перегретого пара. Это снижение в основном зависит от времени, в течение которого при почти неизменном рабочем давлении происходит общее снижение продуктивности геотермальной зоны. Фрагмент геотермальной зоны рассмотрен с учетом того, что он окружен разбуренными участками, питающимися флюидом из других разломов в фундаменте.

Итак, на основании приведенных данных, вытекающих из гипотезы строения геотермальной зоны (фиг. 9), можно сказать следующее.

Из-за большой термической инерции горных пород проницаемой толщи температура ее на границе распространения глубинного пара достигает значений, соответствующих давлению его насыщения лишь через длительное время. Например, если в условиях, отображенных на фиг. 12б, желательнее получить давление на кровле коллектора 15 ата, необходимо закрыть скважины на долгое время (месяцы или годы), с тем чтобы температура горных пород коллектора повысилась до 200°C и чтобы этот процесс был результатом конденсации пара при постепенном увеличении давления. Конденсационные воды, непрерывно образующиеся в проницаемой толще, циркулируют по изолированным от главного разлома трещинам и изливаются на земную поверхность в виде термальных источников (обычно они проявляются по окраинам активных геотермальных зон) или же вновь испаряются за счет перегретого пара, поступающего в пространство между разломом в фундаменте и забоями скважин.

Следует отметить, что в целях упрощения снижение давления в проницаемой толще (или пластового давления) не принимается в расчет при сравнении его со снижением давления в скважине. В общем это упрощение не меняет результата, потому что в подавляющем большинстве скважин, действующих



Фиг. 13. Температуры в геотермальной зоне (фиг. 12а) перед бурением скважин.

в центральных участках зон по несколько лет, расчетные данные рабочего давления за вычетом потерь давления в скважине довольно хорошо совпадают с измеренными значениями внутреннего давления. Исключения составляют скважины с большими потерями давления вблизи забоев, что подтверждается, например, фактом высокого внутреннего давления (37—40 ата) и низкого дебита (10—20 т/ч) при диаметре обсадных труб 321 мм и глубине 500—1000 м (например, скважина ВЦ/5). Другие исключения связаны с осадками в обсадных трубах или с иными наблюдаемыми очевидными обстоятельствами.

Исходя из того, что давление внутри скважин зависит только от температуры горных пород проницаемой толщи, можно сделать вывод, что перед бурением в новых зонах или за пределами эксплуатируемых геотермальных зон поступление глубинного флюида из разлома в фундаменте поддерживает в коллекторе температуру 230—250 °С, соответствующую давлению насыщенного пара 30—40 ата (фиг. 13). В рассматриваем-

мой схеме геотермальной зоны это пластовое давление предлагается рассматривать в качестве начального максимального, потому что по мере эксплуатации скважин оно будет со временем снижаться в зависимости от выбора рабочего давления и, кроме того, в зависимости от числа и диаметра эксплуатационных скважин.

Все скважины не могут иметь одинаковую производительность, так как в конечном счете она определяется наличием разломов в фундаменте. Давления 30—40 ата неизменны только в исключительных случаях, когда расходы пара из скважин низкие по сравнению с его возможным притоком из зоны разлома. В этих случаях пар достигает физически возможной максимальной скорости (скорости звука) либо в горных породах вблизи забоя скважины (при слабой проницаемости коллектора), либо в стволе скважины — при хорошей проницаемости коллектора и большой производительности трещинной зоны фундамента.

ОТНОСИТЕЛЬНОЕ ОДНООБРАЗИЕ МАКСИМАЛЬНЫХ ПЛАСТОВЫХ ДАВЛЕНИЙ В НОВЫХ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ ЗОНАХ

Относительное однообразие пластовых давлений весьма значительно: в различных геотермальных зонах начальные максимальные давления приближаются к таковым в зоне Лардерелло. Например, в двух продуктивных зонах Монте-Амиата (Италия) зарегистрированы давления 25, 35 и 40 ата. Давление на геотермальной площади Гейзеры (США) составляет 30—35 ата, а на площади Кизилдере (Турция) — 27 ата (в скважине K1 вскоре после окончания бурения).

Рассмотрим это явление в связи с относительным однообразием температуры (230—250 °С) горных пород проницаемой толщи (включая кровлю фундамента) на примере строения новых, в том числе и не вскрытых бурением геотермальных зон в районе Лардерелло (фиг. 9). В этом отношении фиг. 13 показывает, что при любом давлении пара на глубине пластовое давление в коллекторе не может превысить 30—40 ата, потому что оно ограничивается температурой проницаемых горных пород. Излишек давления пара сбрасывается за счет его конденсации на холодной поверхности коллектора.

Относительное однообразие рассматриваемых давлений и температур в достаточно удаленных один от другого различных геотермальных районах может быть обусловлено одним из специфических свойств H_2O , а именно энтропией водяного пара, зависимость которой от температуры иллюстрируется на диаграмме (фиг. 14, см. приложение). Заметно, что

изоэнтальпия i , равная 670 ккал/кг, касается тангенциально («в тангенциальной точке») кривой предельно насыщенного пара ($x=1,0$) при давлении 31,2 ата и температуре 235 °С. Изоэнтальпические кривые со значениями, меньшими 670 ккал/кг, пересекают кривую $x=1,0$ под углами, быстро увеличивающимися от «тангенциальной» к критической точке. Тангенциальная точка реально относится к интервалу кривой насыщенного пара, соответствующему значениям $T=230-250$ °С и $p=30-40$ ата. В этом интервале угол между изоэнтальпической кривой и кривой предельного насыщения незначителен. Величина этого угла прямо пропорциональна количеству тепла, необходимого для расширения 1 кг пара в пределах его сухо-насыщенного состояния. Если первоначально сухо-насыщенный пар расширяется изоэнтальпно, начиная с температур выше 230—250 °С, например с 320 °С при 115 ата (точка S_2 на фиг. 14), пар в результате такого расширения частично конденсируется, и, когда он достигает $T=235$ °С при $p=34,1$ ата (точка L), конденсируется около 7,5% начального количества сухого пара.

Если остающиеся 92,5% пара при 235 °С и 34,1 ата расширять дальше, конденсации не произойдет, а напротив, пар станет перегретым (кривая $S_4 \rightarrow S_5$). Поэтому интервал кривой насыщенного пара, близкий к упомянутой тангенциальной точке, отражает единственно реальное его состояние, ибо изменение T и p в сторону повышения приводит к изоэнтальпийному расширению и частичной конденсации пара, а в сторону понижения — к эффекту его перегрева.

Сравним теперь схемы на фиг. 12а и 13. На первой схеме разлом в фундаменте способен дать поток пара с расходом 360 т/ч, пропускаемым двумя скважинами, плюс неизвестное количество пара, конденсирующегося в проницаемой толще и образующего, возможно, термальные источники на поверхности. На фиг. 13 только это дополнительное неизвестное количество, допустим 10 т/ч, течет из разлома в фундаменте. Ясно, что в разломе пар расширяется очень слабо и достигает его верхней части в состоянии, подобном его первоначальному состоянию на глубине. Расширение большей части пара начинается в проницаемой толще или в открытых каналах покровной толщи лишь тогда, когда возникнут поверхностные термопроявления (на фиг. 13 не показаны). Последние могут образоваться на значительном расстоянии от разлома в фундаменте. В проницаемой толще при этом накапливается вода как дериват конденсации пара при его расширении и снижении температуры до 230—250 °С. Дальнейшее расширение не приводит к образованию новых порций воды; вода, остающаяся в проницаемой толще при 230—250 °С, может лишь с трудом

претерпевать дальнейшее снижение давления (с образованием вторичного пара и охлаждением), потому что каналы в покровной толще перекрыты паром, находящимся под давлением до 30—40 ата и вырывающимся из верхних частей каналов со скоростью звука.

Таким образом проницаемая толща вблизи разлома заполняется водой с T 230—250°С. Фактически это происходит в случае, если потенциальный расход пара из разлома в фундаменте очень высок в сравнении с возможным его расходом через покровную толщу в атмосферу.

При удалении от разлома эта вода охлаждается, и пар, который не имеет выхода к земной поверхности, конденсируется на определенном уровне в пределах проницаемой толщи. Конденсаты, накапливающиеся вокруг высокотермальной зоны, питают вторично вскипающие и термальные источники, сопровождаемые относительно холодными струями углекислоты и других газов.

Вблизи разломов в фундаменте первыми скважинами оконтуривается пространство коллектора с температурой 230—250°С и регистрируются соответствующие пластовые давления. Постепенно скважины, по существу облегающие выход флюида, значительно изменяют естественный режим геотермальной системы: скорость пара в трещинах увеличивается, зона эффекта его расширения приближается к земной поверхности или к контактам с сильно нагретыми горными породами. В проницаемой толще вблизи забоев скважин давление пара в результате его расширения становится меньше 30 ата, после чего конденсация пара прекращается. При увеличении числа скважин, питающихся из одного и того же разлома, на определенном уровне достигается движение пара со скоростью звука, и тогда суммарный приток скважин не возрастает даже при увеличении их числа.

Условия фиг. 13 достигаются, когда трансформация пара с оригинальными значениями T и p происходит в проницаемой толще, а условия фиг. 12 — когда преобразование осуществляется преимущественно в зоне разлома и глубже. Схемы на фиг. 12, как установлено наблюдениями в скважине ВЦ/10 в течение месяца, указывают на отсутствие связи между начальным максимальным пластовым давлением и температурой выходящего пара, потому что первый фактор зависит от температуры горных пород коллектора за пределами потока перегретого пара, а второй фактор — от температуры глубинных пород кристаллического фундамента.

Температура эндогенного пара и эффект его перегрева. Свойства пара, частично конденсирующегося в результате изоэнтальпийного расширения до давления 30—40 ата,

определяются его предельным давлением и максимальной температурой внутри скважины независимо от начальной температуры вод на глубине.

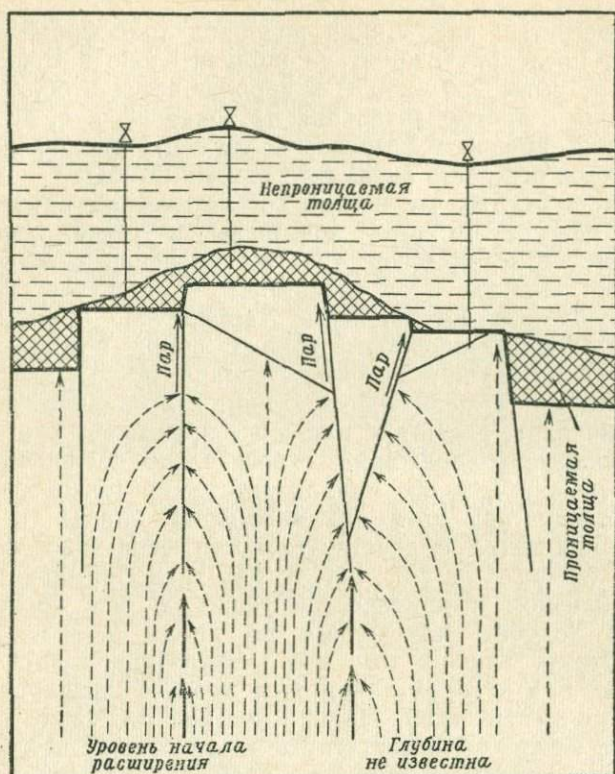
Расширение пара исследовано, начиная с критической точки (фиг. 14), однако тот же вывод применим и для состояния, близкого к критическому с энтальпией в пределах ± 100 ккал/кг.

Предполагается, что изоэнтальпийное расширение пара от критической точки S_0 соответствует снижению давления на 5 ата. Для упрощения задачи процесс расширения пара разделяется на некоторое конечное число стадий. На каждой стадии расширения S_0H_1 , S_1H_2 , S_2H_3 , S_3H_4 происходит частичная конденсация пара в количестве, пропорциональном площади сегментов H_1S_1 , H_2S_2 , H_3S_3 , H_4S_4 , т. е. с быстрым уменьшением от критической точки к точке S_4 . После каждой доли расширения свойства пара определяются точками S_1 , S_2 , S_3 , S_4 , а свойства воды — точками W_1 , W_2 , W_3 , W_4 . От критической точки до точки S_4 пар находится в состоянии воды, и поэтому его температура не может достичь температуры насыщенного пара при давлениях, характеризующих стадии расширения. Этот эффект проявляется также, если сконденсированная порция отделяется от пара после каждой стадии. От точки S_4 пар при условии его отделения от воды может расширяться еще более и стать перегретым (стадия $S_4 \rightarrow S_5$), так как его энтальпия сохраняется, хотя и на уровне, не превышающем 670 ккал/кг.

Как указано ниже, пар, добываемый на площади Лардерелло, вместо этого имеет более высокие значения энтальпии. Подобное конечное состояние пара достигается, если его расширение происходит с поглощением тепла (фиг. 15). Глубинные горные породы на контакте с водой при очень высокой температуре (предположительно надкритической) проводят тепло вверх и передают его пару, температура которого стремится к быстрому снижению из-за расширения от состояния, близкого к критическому при давлениях 30—40 ата, к надкритическому состоянию.

Глубинная водная масса лишается тепла двумя путями: одна часть тепла переходит на глубине в пар, а другая переносится горными породами и поглощается паром при его расширении. Процесс перегрева пара (фиг. 15), насколько известно, существенно отличается от всех представляемых ранее гипотетических процессов.

Пунктирной линией $O \rightarrow S_6$ на фиг. 14 указана возможная трансформация пара, выведенного скважиной ВЦ/10 при давлениях и температурах на устье, соответствующих точкам 1, 2 и 3 фиг. 11. Во время первой стадии расширения от критической точки S_0 до точки H_1 (фиг. 14) 50% пара превращается в жидкий конденсат. При этом возможно, что, несмотря на тес-



Фиг. 15. Схема перегрева эндогенного пара в геотермальной системе типа Лардерелло.

Сплошной линией показан поток флюида, пунктирной линией — тепловой поток.

ный контакт с высоко нагретыми горными породами, их кондуктивного тепла недостаточно для испарения этой жидкости (количество ее определяется точкой W_1). Таким образом, первые стадии расширения пара могут осуществляться с частичным отделением воды, которая благодаря гравитации течет навстречу потоку пара с постепенно уменьшающимися удельным объемом и скоростью при высоких давлениях. Очевидно, исходя из реальных глубин, можно лишь предполагать отделение жидкости или ее испарение в точках W_1 и W_2 . В последующие стадии расширения пара количество конденсата быстро сокращается, и он может вновь испариться за счет кондуктивного тепла. С продолжением расширения пара и уменьшением угла между изобарическими кривыми и предельной кривой насыщенного пара за счет кондуктивного тепла может испариться вся вода и таким образом может образо-

ваться перегретый пар. Линия подобной трансформации пара пересекает предельную кривую приблизительно в точке S_2 при температуре выше $230\text{--}250^\circ\text{C}$ и продолжается в область перегретого пара с ростом энтальпии до точки O , т. е. до полного прекращения процесса нагрева, после чего расширение пара продолжается без роста энтальпии (линия $O\text{--}S_6$).

Следует отметить, что в этом гипотетическом процессе температуры перегретого пара повышены в точках увеличения упомянутого геометрического угла по сравнению с тангенциальной точкой. Процесс этот сопоставим со степенью перегрева пара, получаемого на площади Лардерелло, и возможными значениями теплопроводности горных пород фундамента $4\text{--}6 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C})$ на глубине $2\text{--}3 \text{ км}$ и площади $100\text{--}150 \text{ км}^2$. Расчеты показывают, что температура на глубине, где начинается процесс расширения пара, достигает или даже превышает критическую.

Высказанные соображения относительно расширения пара действительны и для его начального надкритического состояния, поскольку при этом его энтальпия близка к таковой в критической точке. В действительности, если такое состояние возможно (точка X на фиг. 14), то пар трансформируется в состоянии, близком к критической точке, и все последующие изменения подобны изменениям по линии $S_0\text{--}S_6$. Разница может состоять лишь в том, что температура горной породы на глубине, при которой начинается процесс расширения, окажется выше критической. Надкритическое состояние с низкой энтальпией может быть достигнуто водой прежде всего на контакте с непроницаемой горной породой, проводящей глубинное тепло с помощью высвобождающегося из нее порового флюида.

Если же вода имеет надкритическое состояние при очень высокой энтальпии (например, состояние в точке J_u), в недрах геотермальной площади произойдет простое расширение перегретого пара. Однако расширение подобного типа (рассмотренное умозрительно в прежних гипотезах ювенильного происхождения эндогенных флюидов) не отвечает наблюдениям, на которых основаны приведенные здесь выводы, независимо от результатов изотопных исследований. Фактически трансформация флюида на схеме выходит за пределы поля Гаусса, в связи с чем не могут быть логически объяснены ни однообразные пластовых давлений $30\text{--}40 \text{ ата}$, ни ограниченные пределы температуры вскрываемого скважинами пара.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье приведены данные непосредственных систематических наблюдений на площади Лардерелло в течение нескольких десятилетий; результаты показывают, что в $1963\text{--}1964 \text{ гг.}$

была достигнута максимальная стабильная производительность скважин. Причина этого явления обсуждается на основе схемы, изображенной на фиг. 9. Настоящая статья представляет собой первую часть работы, посвященной вопросам геотермальных изысканий, буровых работ и выбора рабочих давлений в скважинах. В дальнейшем исследовании, вероятно, будут продолжены.

В одном из разделов этой статьи изложена гипотеза, отвечающая данным современных наблюдений и литературным материалам и объясняющая как относительное однообразие пластовых давлений в новых геотермальных зонах (а не только на площади Лардерелло), так и эффект перегревания пара с их относительными изменениями в последующее время. Эта гипотеза представлена в надежде, что, как и все предшествующие гипотезы, она подвергнется тщательному анализу и тем самым внесет свой вклад в лучшее понимание геотермальных систем.

Одно из наших наблюдений мы в особенности хотели бы подчеркнуть, потому что оно касается освоения новых геотермальных площадей, — это получение флюидов с более высокой температурой и резкое увеличение производительности эксплуатируемых площадей при их интенсивном разбуривании. Фиг. 9 показывает, что циркуляция относительно высокотемпературных вод в проницаемой толще на уровне забоев скважин является не причиной, а следствием добычи пара. Это определяет возможности улучшения добычи пара путем бурения на соответствующих глубинах, а также резкого увеличения количества извлекаемого пара по сравнению с водой. Последнее особенно важно для тех геотермальных районов, в которых воды обладают коррозионными и солеотлагающими свойствами и затрудняют использование флюидов.

По существу схема, представленная на фиг. 9, противопоставляется предшествующим гипотезам в отношении причины и следствия возможного получения эндогенного пара как фактора, взаимосвязанного с наличием термальных вод в верхней части проницаемой толщи.

Список литературы

1. *Allen E. T., Day A. L.*, Steam wells and other thermal activity at "The Geysers", California, Carnegie Inst. Wash. Publ., 378, 1970.
2. *Averiev V. V., Ivanov V. V., Piip B. I.*, Problems of using volcanic thermas of the Kurile-Kamchatka Island arc for power, Bull. Volcanol., 23, 257, 1960.
3. *Banwell C. J.*, Thermal energy from the Earth's crust, Introduction and part 1, Natural hydrothermal systems, N. Z. J. Geol. Geophys., 6, 52, 1963.
4. *Beck A. C., Robertson E. I.*, Geology and geophysics in geothermal steam for power, Bull. N. Z. Dep. Sci. Indus. Res., 117, 15.
5. *Boldizsar T.*, Terrestrial heat flow in the natural steam field at Larderello, Geofis. pura appl., 56, 115, 1963.

6. *Contini R.*, Nuovi criteri per la ricerca, esplorazione, coltivazione di un campo di vapore del tipo Larderello, *Rassegna Larderello*, **1**, 1954.
7. *Chierici A.*, Planning of a geothermoelectric power plant, Technical and economic principles, U. N. Conf. on New Sources of Energy, Rome, G 62, 1961.
8. *Craig H.*, C¹², C¹³, and C¹⁴ concentrations in volcanic gases (abst.), *J. Geophys. Res.*, **67** (4), 1633, 1962.
9. *Craig H. G.*, *Boato G.*, *White D.*, Isotope geochemistry of thermal waters in "Nuclear processes in geologic setting", *Nat. Res. Council, Nucl. Ser., Rept.*, **19**, 29, 1956.
10. *Elder J. W.*, Physical Processes in Geothermal Area, *Terrestrial Heat Flow, Am. Geophys. Union, Geophys. Mon. Ser. 8*, Univ. of California, San Diego, 1965.
11. *Facca G.*, *Tonani F.*, Natural steam geology and geochemistry, U. N. Conf. on New Sources of Energy, Rome, G67, 1961.
12. *Facca G.*, *Tonani F.*, Theory and technology of a geothermal field, 13th Gen. Assembly IUGG, Berkeley, California, 1963.
13. *Gennai N.*, Résultat des forages effectués à Bagnore (Monte Amiata, Italie), *Bull.*, **23**, 237, 1960.
14. *Gennai N.*, *Sestini G.*, Studio sulle cause del declino delle portate di vapore endogeno nel tempo, *La Termotecnica*, **18**, 1964.
15. *Goguel J.*, Le regime thermique de l'eau souterraine, *Ann. Mines*, **10**, 3, 1953.
16. *Marchesini E.*, *Pistolesi A.*, *Bolognini M.*, Fracture patterns of the natural steam area of Larderello, Italy, from airphotographs, *Symp. on Photo Interpretation*, Delft, 524, 1962.
17. *Marinelli G.*, l'énergie géothermique en Toscane, *Ann. Soc. Geol. Belgique*, **85**, 417, 1963.
18. *Di Mario P.*, The operation of the geothermal power stations at Larderello, U. N. Conf. on New Sources of Energy, Rome, G 68, 1961.
19. *Mazzoni A.*, I soffioni boraciferi toscani e gli impianti della Larderello, *Arti Grafiche*, Bologna, 1948, 2nd ed., 1951.
20. *McNitt J. R.*, Geology of the geysers thermal area, California, U. N. Conf. on New Sources of Energy, Rome, G 3, 1961.
21. *McNitt J. R.*, Review of Geothermal Resources, *Terrestrial Heat Flow, Am. Geophys. Union, Geophys. Mon. Ser. 8*, Univ. of California, San Diego, 1865.
22. *Nasini R.*, I soffioni ed i lagoni della Toscana e l'industria boracifera, *Storia e studi*, Assoc. Ital. di Chimica, Italia, Roma, 1930.
23. *Nencetti R.*, Méthodes et dispositifs de mesure en tête des puits employés au champ géothermique de Larderello après éruption d'un sondage, U. N. Conf. on New Sources of Energy, Rome, G 75, 1961.
24. *Penta F.*, Sulle origini del vapore acqueo naturale e sull'attuale stato delle relative ricerche (ricerche per "for ze endogene"), *Ric. Sci.*, **29**, 1959.
25. *Penta F.*, Vapori naturali ("forze endogene"), Stato delle ricerche e considerazioni, *Bull. Volc.*, **23**, 219, 1960.
26. *Saito M.*, Known geothermal field of Japan, U. N. Conf. on Sources of Energy, Rome, G 1, 1961.
27. *Sestini G.*, Trasporto e depurazione del fluido endogeno, *La Termotecnica*, **6**, 1960.
28. *White D. E.*, Thermal waters of volcanic origin, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **68**, 1637, 1957.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Дж. Кёниг. Разведка геотермальных ресурсов в западных штатах США. <i>Перевод Б. Г. Поляка</i>	7
П. Джонс. Геотермические ресурсы Северо-Мексиканского бассейна. <i>Перевод Л. Н. Барабанова</i>	41
Ч. Банвелл, Р. Гомес-Валле. Разведка геотермальных ресурсов Мексики в 1968—1969 гг. <i>Перевод Б. Г. Поляка</i>	67
Г. Палмасон, И. Зоega. Освоение геотермальной энергии в Исландии в период 1960—1969 гг. <i>Перевод Б. Г. Поляка</i>	94
Р. Катальди, П. Церон, П. Ди-Марио, Т. Леардини. Успехи в освоении геотермальных ресурсов Италии. <i>Перевод Б. Г. Поляка</i>	102
Т. Болдижар. Получение геотермальной энергии из водоносных горизонтов осадочных пород в Венгрии. <i>Перевод Л. Н. Барабанова</i>	122
К. Сато. Современное состояние геотермических исследований в Японии. <i>Перевод Л. Н. Барабанова</i>	144
Дж. Смит. Исследование и использование геотермальных ресурсов в Новой Зеландии. <i>Перевод В. М. Сугрובה</i>	192
Т. Ногучи. Попытка оценки геотермальной энергии в Японии. <i>Перевод Б. Г. Поляка</i>	226
Ф. Тонани. Геохимические методы изучения геотермальных месторождений. <i>Перевод Л. Н. Барабанова</i>	233
А. Эллис. Количественная интерпретация геохимических данных гидротермальных систем. <i>Перевод Л. Н. Барабанова</i>	272
Дж. Сестини. Перегрев геотермального пара. <i>Перевод Л. Н. Барабанова и В. М. Сугрובה</i>	299

Уважаемый читатель!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, 110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Э. Тонджорджи

ИЗУЧЕНИЕ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ РЕСУРСОВ

Редактор М. В. Федорова
Художник В. В. Шульженко
Художественный редактор В. К. Бисенгалиев
Технический редактор Н. Б. Панфилова
Корректор С. А. Денисова

Сдано в набор 11/IX-74 г. Подписано к печати
31/XII-74 г. Бумага № 2 60×90^{1/16}=11,81 бум. л. 23,63
печ. л., в т/ч вкл. 6 шт. Уч.-изд. л. 22,09. Изд. № 5/7393.
Цена 2 р. 42 к. Зак. 468.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
Москва, 1-й Рижский пер., 2

Ленинградская типография № 8
Союзполиграфпрома при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

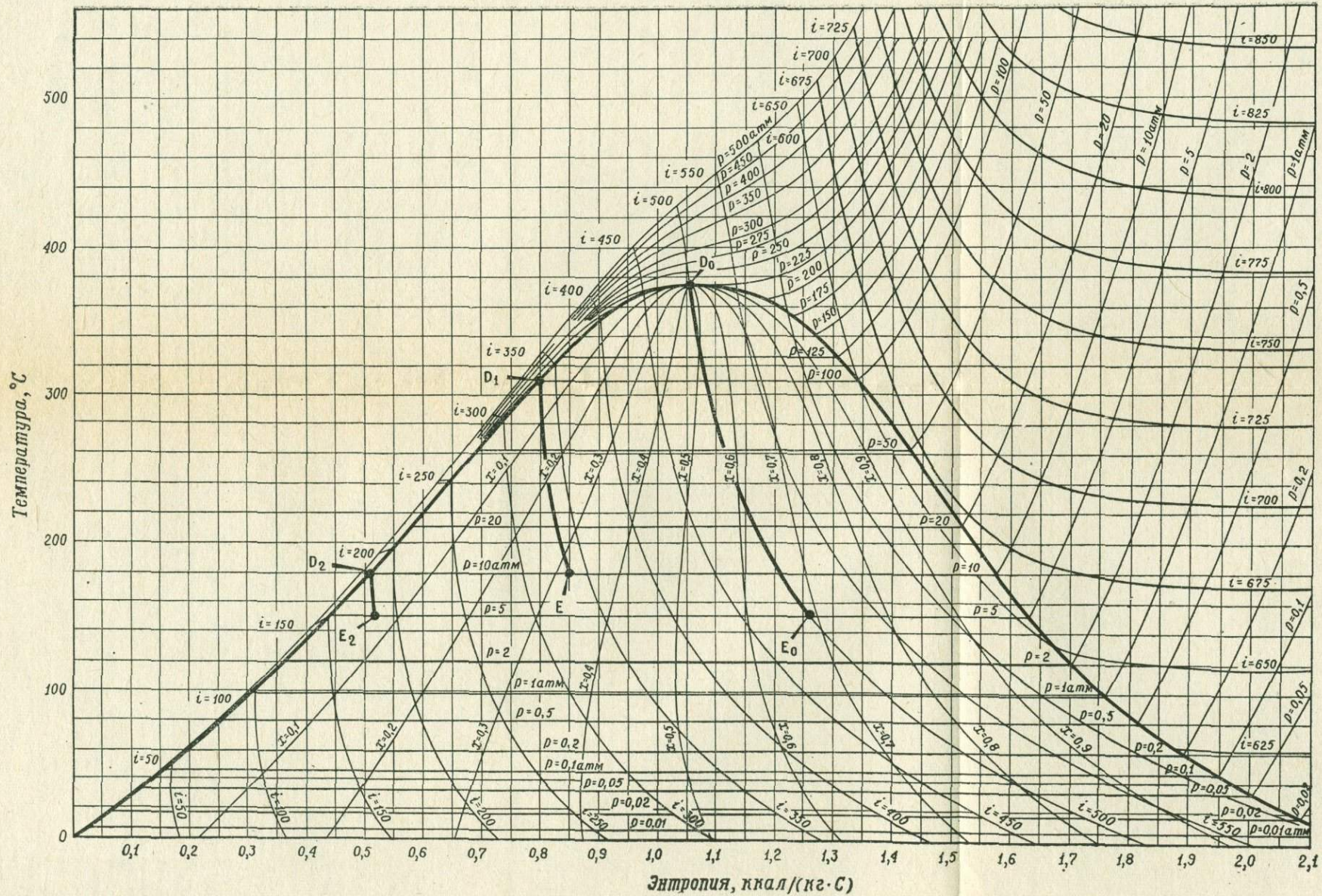
КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»
ПО ГЕОЛОГИИ:

- ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ. Т. 3. Генетические типы месторождений редких элементов. 1966. 860 стр. 4 р. 80 к.
- Гречишникова И. А.* СТРАТИГРАФИЯ И БРАХИОПОДЫ НИЖНЕГО КАРБОНА РУДНОГО АЛТАЯ. 1966. 186 стр. 1 р. 54 к.
- ИЗУЧЕНИЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ БОРАТОВ. 1970. 288 стр. 1 р. 92 к.
- КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВОСТОЧНЫХ РАЙОНОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ И КАЗАХСТАНА. (Литология и биостратиграфия.) 1969. 153 стр. 1 р. 42 к.
- Левенко А. И.* ДЕВОН ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ ТУВЫ. 1960. 158 стр., 8 вкл. 1 р. 10 к.
- ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ СОВЕТСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА. Труды выездной сессии Отделения наук о Земле АН СССР на Дальнем Востоке. 1967. 146 стр. 92 к.
- РАСТЕНИЯ МЕЗОЗОЯ. Труды Геологического института. Вып. 191. 1968. 88 стр. 65 к.
- Розанова Е. Д.* ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА. 1963. 136 стр. 30 табл. 1 р. 12 к.
- РУДОНОСНОСТЬ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ. 1965. 220 стр. 1 р. 34 к.
- СОВРЕМЕННЫЙ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ. 1966. 199 стр. 1 р. 36 к.
- СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ В ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ. Материалы II Сибирского совещания по спектроскопии. 1967. 248 стр. 1 р. 61 к.

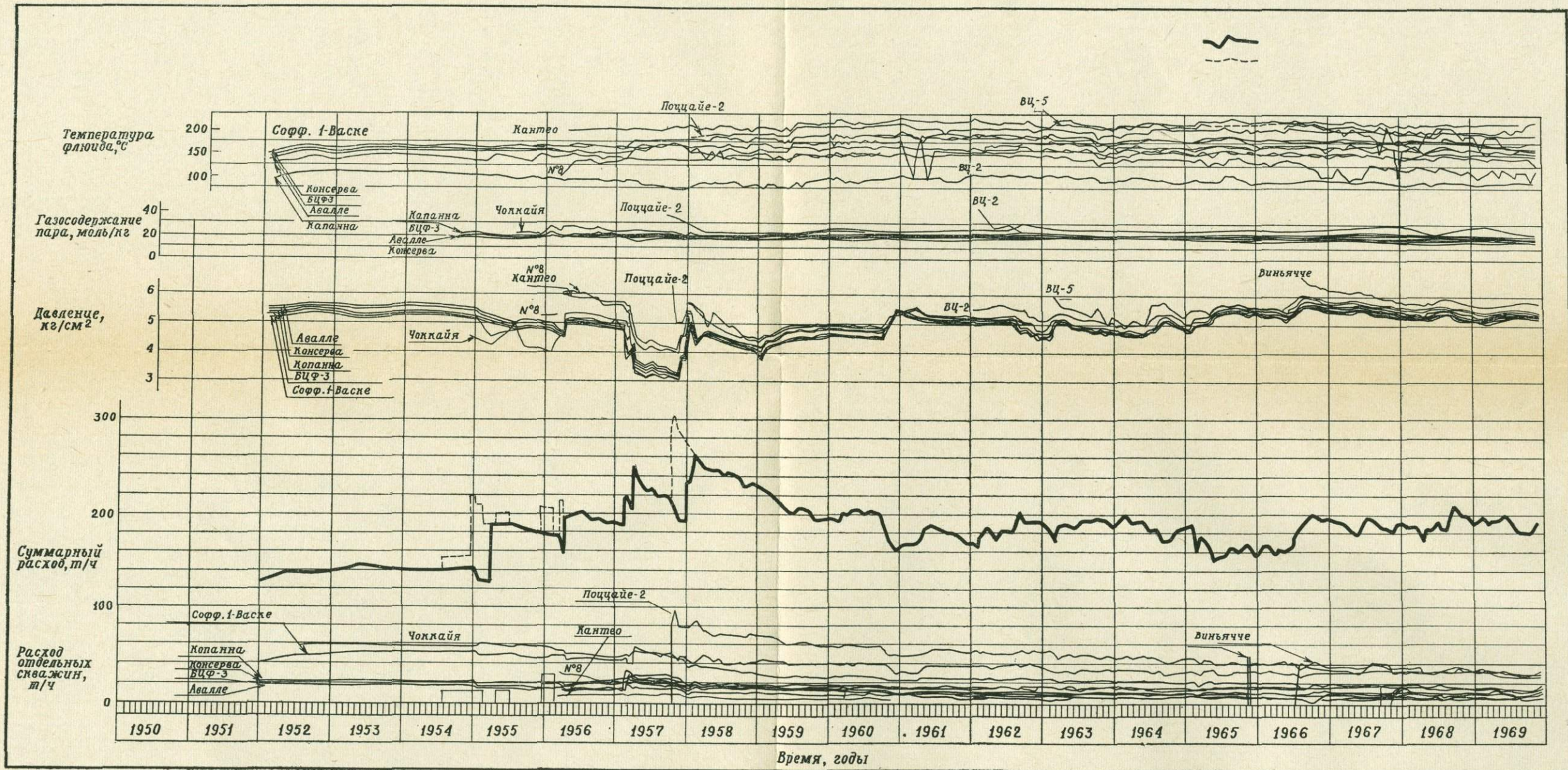
Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

Москва, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга—почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

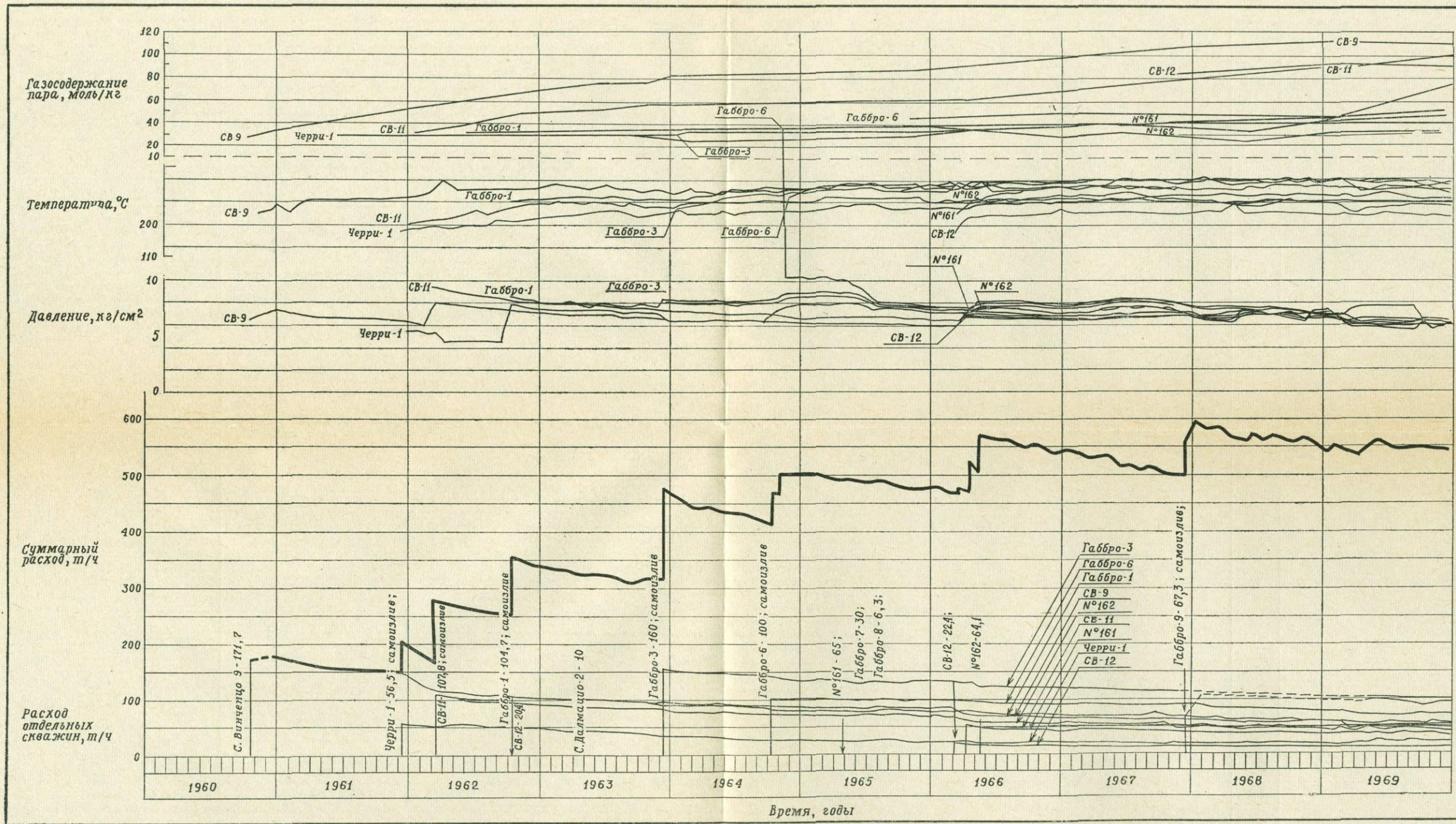
Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга—почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».



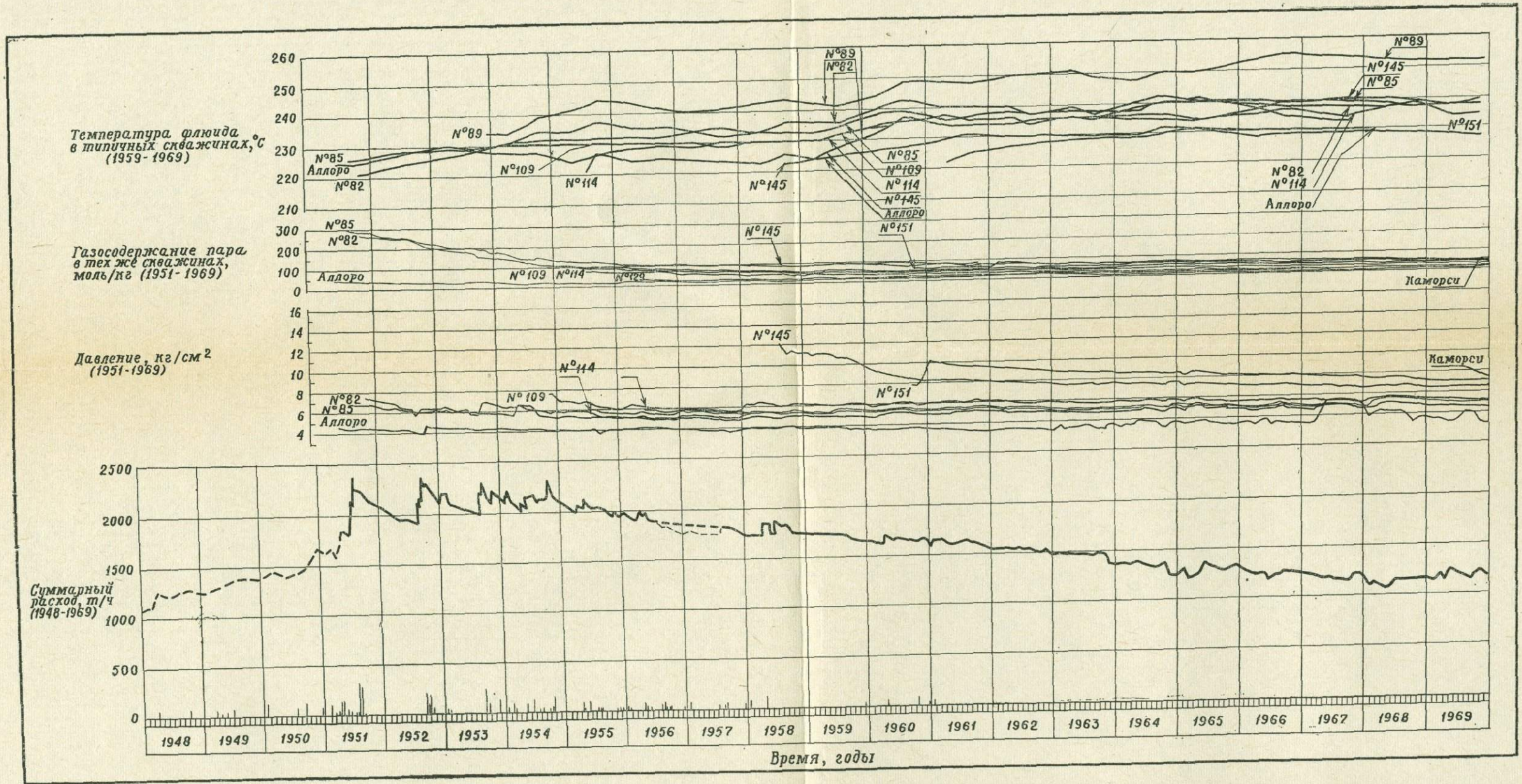
Фиг. 4. Термодинамическая диаграмма воды.



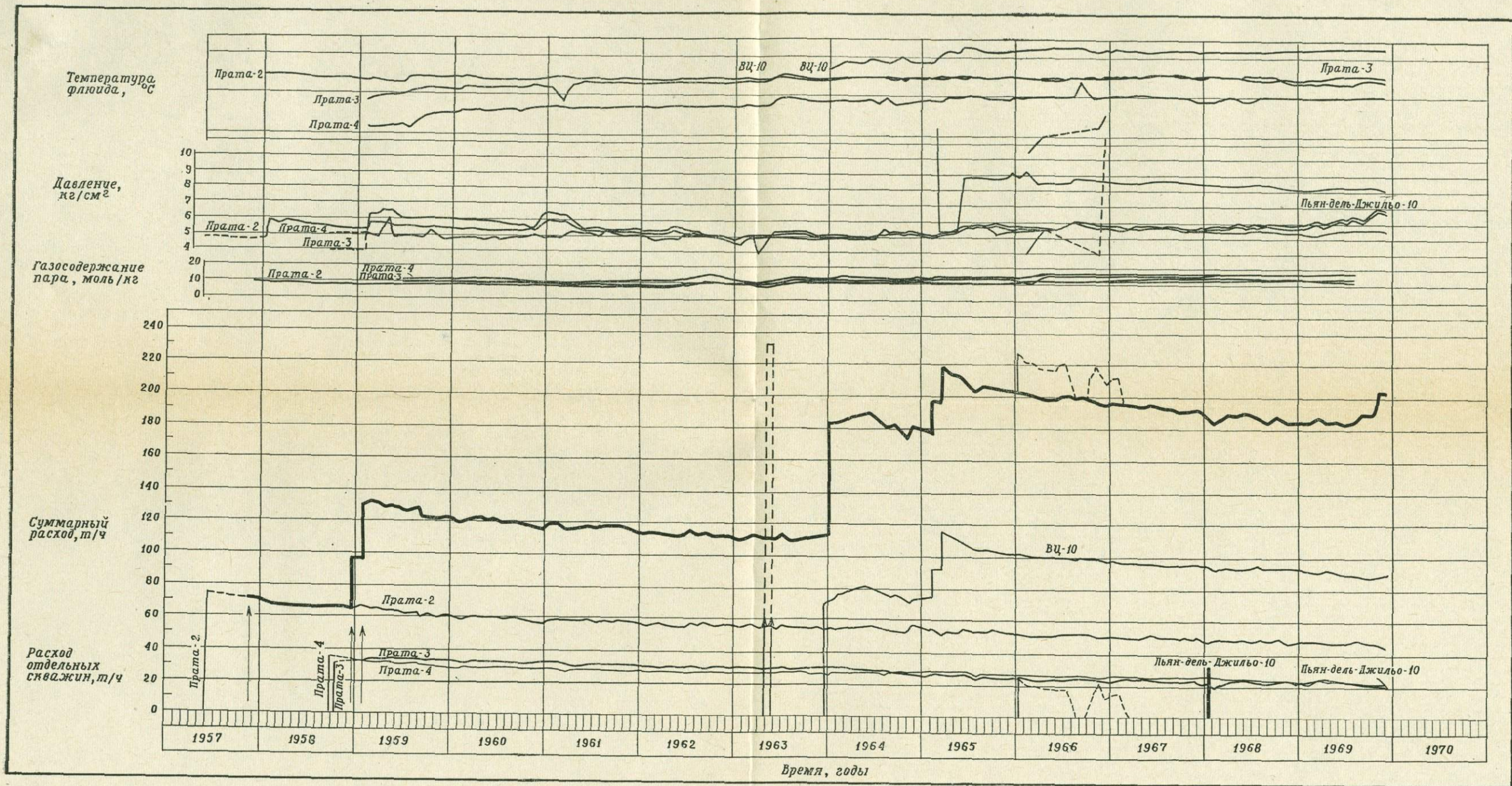
Фиг. 5. Характеристики отдельных скважин зоны Серрацано за период 1950—1969 гг.



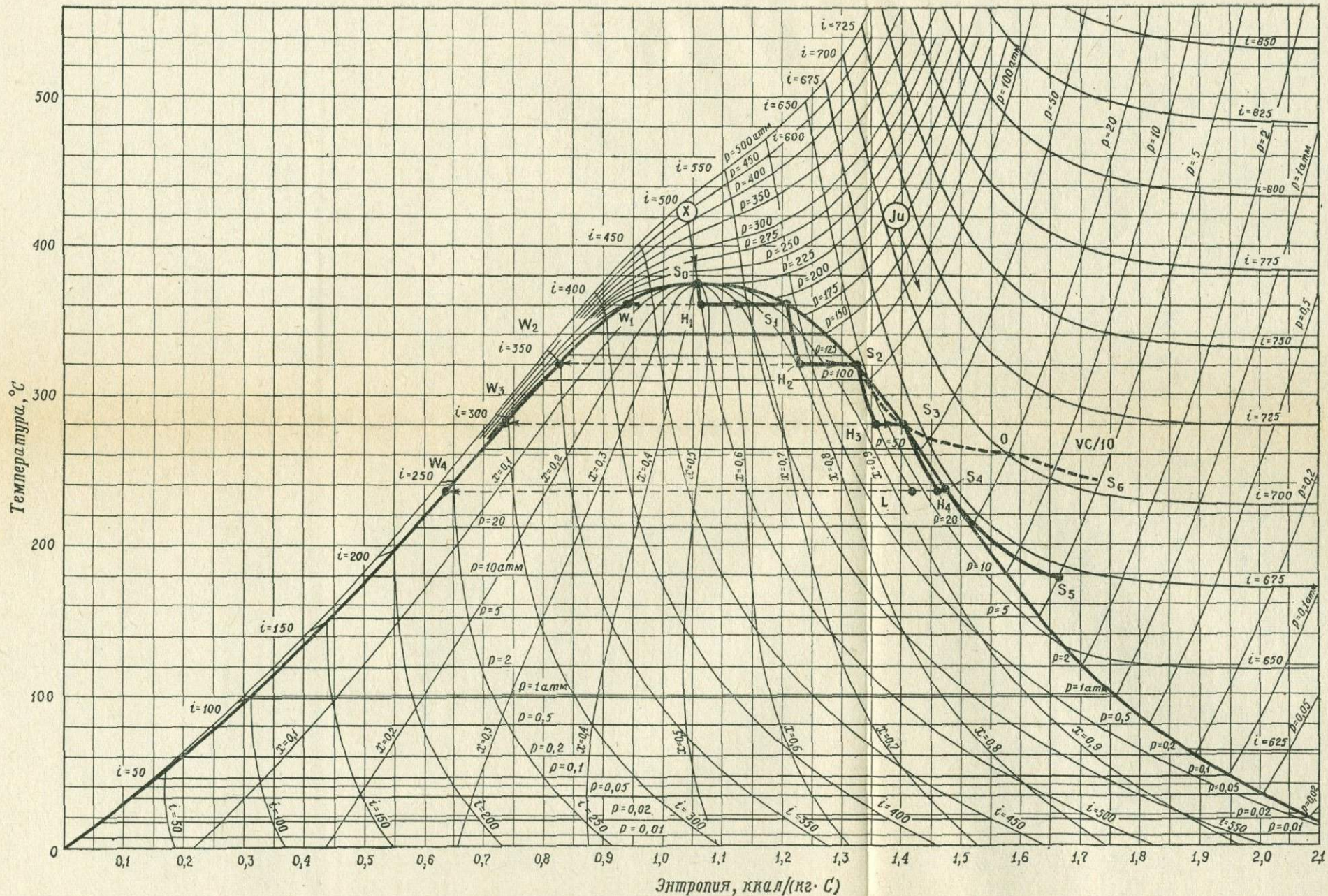
Фиг. 7. Характеристики скважин зоны Габбри к северо-востоку от Лардерелло.



Фиг. 6. Характеристики скважин зоны Лардерелло.



Фиг. 8. Характеристики скважин зоны Прата (между Сассо-Пизано и Серраццано).



Фиг. 14. Трансформация водяного пара на пути его восходящего движения (фиг. 15).

1735

1735