

В. Д. ПАМПУРА

МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Институт геохимии им. А. П. Виноградова

В. Д. ПАМПУРА

МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ
В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ
СИСТЕМАХ

(ФИЗИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ
УСЛОВИЯ)

2250



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1977



Пампура В.Д. Минералообразование в гидротермальных системах (физическое и физико-химические условия). М., "Наука", 1977, с. 204.

В работе изложены результаты исследований геолого-геохимических особенностей минералообразования в различных типах современных гидротермальных систем на примере Камчатки, Японии, Новой Зеландии. Описаны геотермические и гидрогеологические условия существования гидротермальных растворов различных геохимических типов. Показана геохимическая эволюция минералобразующих растворов в неоднородном температурном поле, изменение их компонентного состава, pH и Eh.

С помощью ЭВМ исследованы основные закономерности нестационарного теплообмена. Установлены взаимосвязи между процессами теплообмена и минералообразования на примере моделирования конкретных природных объектов, Табл. 34, ил. 69, библиограф. 195 назв.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических
наук Ф.А. Легников

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы в связи с интенсификацией изучения и поисков геотермальных ресурсов фонд геологической науки пополнился большой информацией о современных гидротермальных процессах, протекающих главным образом в областях Кайнозойского вулканизма.

Исследование современных гидротермальных систем позволяет количественно оценивать физические и физико-химические условия гидротермального минералообразования. Используя эти данные в качестве начальных и граничных условий, исследователь получает возможность моделирования физико-химических механизмов реальных процессов минералообразования, их кинетики и динамики. Наконец, применяя современные методы моделирования процессов тепло-массообмена, можно реконструировать явления переноса энергии и вещества в недрах гидротермальных систем, недоступных пока непосредственному наблюдению. К тому же современные гидротермальные системы представляют собой надежные полигоны для обработки самих методов моделирования в качестве исследовательского инструмента.

В плане исследований физических и физико-химических условий минералообразования в недрах гидротермальных систем были поставлены следующие научные задачи.

1. Изучение краевых условий реального минералообразования гидротермальных систем.
2. Качественное и количественное описание функциональных связей во времени и пространстве между полями температуры, влажности, давления и химических компонентов.
3. Изучение роли тепло-массопереноса в стремлении минеральной системы к равновесию и реконструкция равновесных компонентных составов в глубинных P - T условиях.

Математические и физико-химические модели переноса энергии и вещества в природных условиях представляют собой системы дифференциальных уравнений параболического типа и уравнение минимизации свободной энергии системы с соответствующими краевыми условиями. Методы построения моделей тепло-массопереноса освещены, в частности, в монографии В.Д. Пампуры, В.Н. Кочергина, О.А. Балышева "Физико-математические модели природных гидротермальных систем" (1973).

Теоретические исследования сопровождались комплексом экспедиционных исследований автора на Южной Камчатке с 1970 по 1976 г., включавших изучение теплового режима субповерхностных термоявлений, геохимии и режима миграции термальных вод и поровых растворов, теплофизических свойств и влажности пород.

Реализация моделей переноса энергии и вещества осуществлялась на ЭВМ БЭСМ-4, БЭСМ-6 и различных аналоговых устройствах в лабораториях Сибирского энергетического института и Института геохимии им. А.П.Виноградова СО АН СССР.

Написанию этой работы во многом способствовало многолетнее плодотворное сотрудничество с В.Н.Кочергиным, О.А.Бальшевым, И.К.Карповым и В.Г.Михайловым. Большая поддержка на этапе постановки исследований и в дальнейшем была оказана чл.-корр. АН СССР Л.В.Таусоном, академиком АН БССР А.В.Лыковым, чл.-корр. АН БССР А.Г.Шашковым, проф. Г.Л.Поспеловым, доктором геол.-мин. наук А.А.Кадиком.

Глава I

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОТЕРМИИ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Понятие "современные гидротермальные системы" впервые широко использовалось советским вулканологом В.В. Аверьевым в 1964–1966 гг. Впоследствии в работах Е.А. Вакина, В.М. Сугробова, Б.Г. Поляка, Г.Н. Ковалева развит генетический смысл термина "гидротермальные системы". Авторы представляют их как циркуляционные системы термальных вод, возникшие в вулканотектонических депрессионных зонах, грабенах или кальдерах. Тепловое питание этих вод осуществляется за счет мощного теплового потока. Основные запасы вод пополняются за счет окружающих холодных водоносных горизонтов. Более развернутое определение дано С.И. Набоко (1974) "...мы понимаем под гидротермальным процессом в областях тектоно-магматической активизации и, в частности, в областях активного вулканизма возникновение в земной коре в определенных структурных и гидрогеологических условиях гидродинамических систем на пути восходящего по разломным зонам эндогенного тепло-массопотока; в области их разгрузки развивается объемный гидротермальный метаморфизм пород, минерало- и рудообразование".

Современные гидротермальные системы связаны не только с областями современного активного вулканизма. Примером этому служит провинция гидротерм Байкальской рифтовой зоны, полуострова Челекен, район Лардерелло в Италии или Солтон-Си в США. Однако все эти районы отличаются активной гидротермальной деятельностью.

Таким образом, под гидротермальными системами можно понимать участки вулканотектонических депрессий, кальдер, грабенов, рифтогенных структур, характеризующиеся наличием захороненных или циркулирующих (в течение геологического времени) в трещинных зонах и поровом пространстве водоносных горизонтов минералообразующих гидротерм или перегретого пара (флюида). Тепловое питание таких вод осуществляется за счет локального теплового потока большой мощности (глубинного теплоносителя).

Современные представления о гидротермальных системах как геологических объектах освещены в многочисленных работах советских и зарубежных исследователей (Аверьев, 1961; Пийп, Иванов, Аверьев, 1961; Иванов, 1961; Сугробов, 1964; Сугробов, 1965;

Набоко, 1954; Набоко, 1963; Вакин, Поляк, Сугробов, 1971; Вакин, 1968; Сидоров, 1966; Grindley, 1961; White, 1955; White, 1971; White, Anderson, Grubbs, 1963; White, Brannock, 1950; Banwell, Cooper, Thompson, McCree, 1957; Ellis, Machon, 1964; White, Maffler, Truesdell, 1971; Nakamura, Sumi, 1967; McNitt, 1963).

В нашей работе рассматриваются главным образом высокотемпературные пароводяные гидротермальные системы. Примерами подобных систем могут служить Паужетская (месторождение Паужетских гидротерм) на Южной Камчатке, Вайракей и Бродлендс в Новой Зеландии, Отаке и Мацукава в Японии и др. Эти природные феномены имеют свою бурную геологическую историю и далеко неясный генезис. Сам процесс формирования гидротермальных систем теснейшим образом связан со всей геологической историей развития вулканотектонических депрессий, грабенов или рифтогенных структур различного возраста. Результаты изучения минералообразующей деятельности гидротермальных систем и их взаимоотношений с рудными месторождениями свидетельствуют о значительной длительности их развития в различные периоды геологической истории Земли.

Гидротермальные системы в вулканотектонических депрессиях четвертичного возраста наиболее развиты в пределах всего Тихоокеанского вулканического пояса. Четвертичное время характеризуется проявлениями мощных вспышек кислого вулканизма, сопровождавшееся возникновением кольцевых вулканотектонических депрессий (Эрлих, 1966; Лучицкий, 1971; Эрлих, 1973; Фремд, 1974; Эрлих, Мелекесев, 1974). Пространственное развитие депрессий сопряжено с долгоживущими центрами вулканизма. Процесс формирования самих депрессионных структур по современным представлениям осуществляется в несколько этапов при развитии тектонических усилий и вулканизма (рис. 1).

Начальный или локальный этап связан с расколами фундамента, погружением его отдельных блоков и образованием лавовых плато с прослоями шлаков туфобрекчий. Формируются крупные щитовые и существенно лавовые андезитобазальтовые вулканы. Кислые вулканические породы представлены пемзовыми туфами, дацитовыми лавами и игнимбригами. Возраст фундамента крупнейших вулканотектонических депрессий колеблется от верхов миоцена — Паужетская депрессия на Камчатке и кальдеры Ата и Отаке в Японии (Минато, Гораи, Фунахаси, 1968) — до верхнего плиоцена — низов среднего плейстоцена для Карымско-Семячикской и Узон-Гейзерной депрессий на Камчатке (рис. 1).

Средний или главный кальдерообразующий этап характерен заполнением недр депрессии вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами. Среди них преобладают игнимбриты (игнимбритовые и пемзовые плато или покровы), экструзии кислого состава. Состав игнимбритов колеблется от андезитов до липарито-дацитов, например в Карымско-Семячикской депрессии (Иванов, 1970). Синхронно кислому вулканизму ложе депрессии выполняется толщами вулкано-

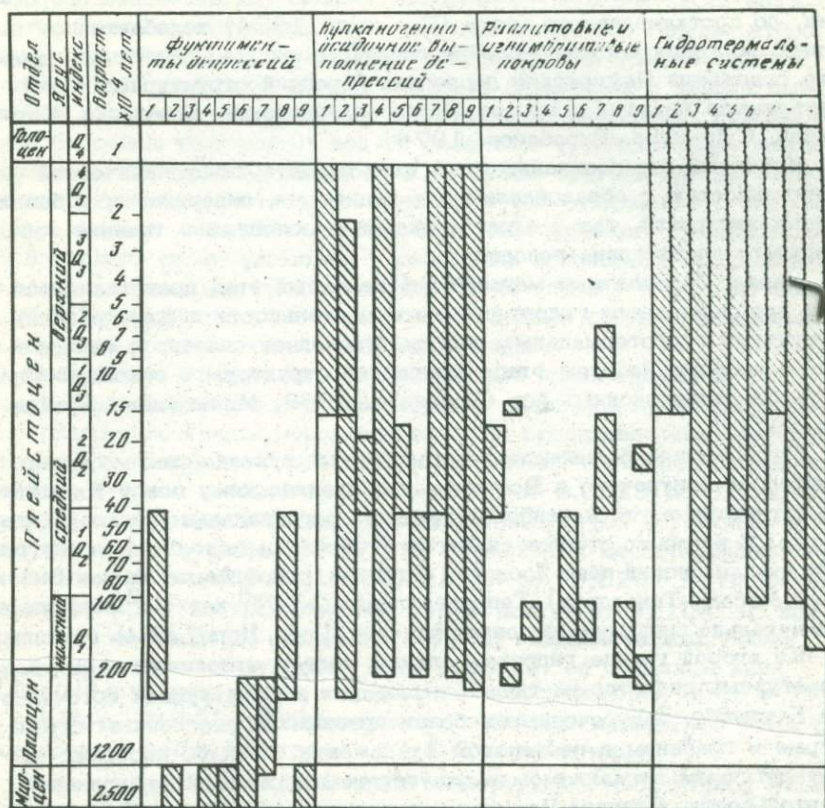


Рис. 1. Временные соотношения формирования четвертичных вулканотектонических депрессий и гидротермальных систем

1 - Узон-Гейзерная, Камчатка (Брайцева и др., 1974); 2 - Паужетская, Камчатка (Литасов и др., 1974); 3 - Кугтаро, Хоккайдо, Япония (Минато и др., 1968); 4 - Отаке, Кюсю, Япония (Минато и др., 1968; Hayashida, Ezima, 1970); 5 - Ата, Хонсю, Япония (Минато и др., 1968); 6 - Мацукава, Хонсю, Япония (Nakatani e. a., 1967; Nakamura e. a., 1970); 7 - Карымско-Семячикская, Камчатка (Селягин, 1974); 8 - Семячикская, Камчатка (Селягин, 1974); 9 - Бродлендс, Сев.Остров, Новая Зеландия (Grindley, 1964)

генно-осадочных пород озерного происхождения, среди которых часто преобладают пемзово-пепловые отложения,

Поздний, или второй, этап образования депрессий знаменуется выполнением верхнего структурного этажа, в состав которого входят экструзивные купола, пемзово-пирокластические потоки и агломераты. Образуются новые центры вулканизма и серии мелких кальдер обрушения.

Возраст отложений, заполняющих вулканотектонические депрессии, до посткальдерного этапа (Селянгин, 1974) колеблется от нижнего до конца верхнего плейстоцена (см. рис. 1). Наиболее древние отложения Паужетской депрессии (средний структурный ярус) датируются верхами плиоцена (Литасов, Огородов, Кожемяка, Хаткевич, Сугрובה, Барабанов, 1974).

Конечный, или посткальдерный, этап характерен вулканической деятельностью с образованием как дацитовых, липаритовых и базальтовых экструзий, так и стратовулканов в основном в течение конца верхнего плейстоцена-голоцена.

Наряду с развитием магматизма конечный этап представляется как время развития гидротермальной деятельности и формирования структуры гидротермальных систем. Последнее связано с завершением развития на этом этапе трещинной структуры и основных форм рельефа депрессионных зон (Брайцева, 1968; Мелекесцев, Брайцева, 1971).

Подавляющее большинство четвертичных вулканотектонических депрессий приурочено к Восточному вулканическому поясу Камчатки, отличающемуся и наиболее высоким региональным тепловым потоком. В какой-то степени аналогом этой зоны можно считать внутренний вулканический пояс Японских островов (район Фасса Магна, Синсю, гора Мисака-Танадзава). Тепловой поток ($2 \cdot 10^{-6}$ кал/см².сек) здесь значительно превышает фоновые значения (Ueda, Horai, 1964).

Ко второй группе гидротермальных систем относятся низкотемпературные гидротермы типа Нальчевских и Парагунских источников на Камчатке, приуроченные к более древним депрессионным структурам и грабенам в неогеновом фундаменте со слабо проявленным четвертичным вулканизмом и отсутствием площадной фумарольной деятельности. Возраст Парагунской системы, как и подобных ей, определяется временем заложения вмещающей структуры — грабена (более 50 тыс. лет), хотя признаки более древних гидротермальных процессов обнаруживаются в бортах грабена (Манухин, Воробьев, Ворожейкина, Мальцева, Федоренко, 1971; Манухин, 1974).

Гидрогеологические особенности гидротермальных систем

Водоносные комплексы в толщах пород, участвующих в строении недр гидротермальных систем, по данным Е.А.Вакина, Т.П.Кирсановой, В.И.Конюнова и Б.Г.Поляка (1964), образуют четыре группы: рыхлые четвертичные отложения; верхнеплиоценовые — плейстоценовые и четвертичные лавы, туфы, игнимбриты и кислая пирокластита; область поверхностной трещиноватости доплиоценовых пород фундамента депрессионных зон; комплекс пород неоген — палеогенового возраста в фундаменте.

Водоносный комплекс первой группы представлен осадочными и вулканокластическими отложениями, составляющими единый горизонт

зонт грунтовых вод с интенсивным стоком. Основная часть вод этого горизонта представлена атмосферными осадками. Породы второго водоносного комплекса выполняют депрессионные зоны, кальдеры слагают вулканические плато и покровы. Отложения в недрах депрессий заключают относительно небольшие по масштабам артезианские бассейны термальных вод со сложными трещинно-пластовыми условиями циркуляции. Водоносный комплекс третьей группы отвечает зоне трещиноватости вулканогенных пород фундамента с системой гидравлически связанных трещин. Зоны тектонической трещиноватости благодаря своим размерам в различных водоносных комплексах создают условия для проникновения вод на глубину и выводят воды глубокой циркуляции на поверхность. Подобные системы заключают и термальные воды всех генетических типов.

Водоносные комплексы в депрессионных зонах включают толщи пород-коллекторов и пород-водоупоров с различной проницаемостью и пористостью. Группа пород-коллекторов, представленная псефитовыми туфами, пирокластическими и пемзовыми горизонтами, обладает относительно хорошей проницаемостью от 0,0015 до 0,5 Д. Например, коэффициенты фильтрации псефитовых туфов по данным опытных откачек (Сугрбов, 1965), на Паужетском месторождении термальных вод колеблются от 0,00248 до 0,0262 Д. Проницаемость этих же, но трещиноватых пород достигает 0,104 Д при мощности водоносного комплекса 200 м, гидравлическом уклоне 0,05, динамической вязкости воды 0,16 сП, ее объемном весе 0,9 т/м³ и расходе потока в границах водоносных пород 8640 м³/сут (Сугрбов, 1965). Проницаемость пепловых алевропелитовых туфов верхней части водоупора на 1,5–2 порядка ниже.

Толщи пород, вмещающие низкотемпературные гидротермы Паратунской и Больше-Банной гидротермальных систем, обладают еще более низкой проницаемостью. По данным Ю.П. Трухина (1970), водоносные витрокластические и кристалловитрокластические туфы андезитового и андезито-дацитового составов среднепаратунской свиты весьма слабопроницаемы – от $4,5 \cdot 10^{-5}$ до $2,2 \cdot 10^{-4}$ Д.

При нагревании коэффициент проницаемости возрастает от $5,8 \cdot 10^{-5}$ при 20°C до $0,37 \cdot 10^{-4}$ при 80°C. Аналогичными свойствами обладают водоносные породы Больше-Банного месторождения гидротерм. Ю.П. Трухин (1974) указывает, что, несмотря на высокую пористость (6,3–18,6%), туфы липаритов на различных глубинах от 190 до 516 м практически водонепроницаемы: коэффициент проницаемости в них составляет $0,1 \cdot 10^{-4}$ – $17 \cdot 10^{-4}$ Д.

Анализ приведенных данных показывает, что весь поток термальных вод приурочен к трещиноватым зонам, отдельным крупным зияющим трещинам и их системам. Очевидно, что стратифицированные водоносные горизонты высокой пористости и проницаемости здесь в рассмотренных типах гидротермальных систем отсутствуют. Глубинные гидротермы, приуроченные к системам крупных трещин, нарушений, а также зонам пористости и микротрещиноватости в пределах водоносных комплексов, обладают единой пьезометрической поверхностью.

По данным В.М. Сугрובה (1965) и Ю.Ф. Манухина (1971), гидротермальные системы должны обладать активной циркуляцией вод, так как фильтрационная способность их резко возрастает при повышении температуры. В гидротермальных системах за счет увеличения объема воды при нагревании возникают термоартезианские напоры, составляющие десятки метров (до 55 м для Паужетского месторождения). В.М. Сугроров (1965) указывает на превышение статического уровня до 18 м выше земной поверхности для Паужетки. Высокая температура термальных вод способствует, таким образом, их выходу на поверхность и активной циркуляции в недрах всей гидротермальной системы, включая горизонты с низкой проницаемостью для холодных грунтовых вод.

Расчеты скоростей водообмена для гидротермальных систем выполнены Ю.Ф. Манухиным (1971). При одинаковой максимальной пористости коллектора приведенное время однократного водообмена для Паужетской и Паратунской гидротермальных систем равно 3,5 и 19 лет соответственно на 1 км пути фильтрации. Время водообмена крупных артезианских бассейнов по расчетам Е.В. Пиннекера и С.С. Бондаренко составляет от 2 до 100 тыс. лет на 1 км пути фильтрации.

В пределах геологической структуры гидротермальных систем в большом объеме может возникать нисходящая фильтрация вод на глубину сотен метров. Расчет Г.Ф. Пилипенко (1974) для кальдеры Узон (Узон-Гейзерная система) оценивает модуль подземного стока в 27 л/сек·км². Глубина проникновения нисходящих поверхностных вод оценивается в 250–300 м ниже дна кальдеры. Участие поверхностных вод в водообмене доказывается также для Паратунской, Больше-Банной и Паужетской гидротермальных систем (Вакин, Кононов, 1964; Поляк, 1966; Манухин, 1971). В особенности режим термальных вод подвержен сезонным вариациям годового цикла на Паратунском месторождении гидротерм, где установлена гидравлическая связь между гермами и водами поверхностного формирования (Манухин, 1971).

Геотермические особенности гидротермальных систем

Температура. Выше уже указывалось на существование низкотемпературных и высокотемпературных систем, граница между которыми проводится по температуре кипения для конкретных условий. Наиболее высокая температура в мировой практике изучения гидротермальных систем обнаружена по данным S. Mercado (1969) в геотермальной скважине M-20 на месторождении Серра-Прието (Бая Калифорния, Мексика – 388°С при давлении 73 кг/см²). Тепловые параметры гидротермальных систем и отдельных термопроявлений СССР (Камчатка), Японии, Мексики, Новой Зеландии и Исландии представлены в табл. 1. Как показывают имеющиеся измерения тем-

пературы и давления (Р-Т) в пластовых условиях, их соотношения отвечают условиям насыщенного пара. Пластовые давления довольно однообразны в различных по геологическому строению и геотермическим особенностям геотермальным районам. Например, для Монте-Амиата (Италия) - 25-40 атм, Долина Гейзеров (США) - 30-35, Паужетки (по данным В.М. Сугрובה, 1965) - 26. Наиболее высокие температуры отличают системы с перегретым паром типа Лардерелло (Италия), Мацукава (Япония), Долина Гейзеров (США), Нижне-Кошелевские гидротермы (СССР, Камчатка), Мад Вулкано (Йеллоустон, США), Стимбот-Спрингс (США), Вайракей (Новая Зеландия).

White, Muffler, Truesdell (1971) отмечают, что из 100 гидротермальных систем, разведанных на глубину скважинами (с 1946 по 1970 г.), лишь немного более 30 имеют температуру свыше 200°C, около 10 - свыше 250°, и лишь в двух известна температура свыше 300°C: это Солтон-Си с температурой 360°C и соленостью вод 250 г/л и упоминавшийся Серра-Прието - 388°C и соленостью воды 17 г/л.

В практике эксплуатации геотермальных месторождений отмечались систематические изменения температуры флюидов, свидетельствующие о процессах перестройки режима теплообмена в недрах гидротермальных систем. Известен случай неуклонного возрастания максимальной температуры в скважинах Лардерелло и Серрацано (Италия) с 1930 по 1970 г. Д. Сестини (1975) объясняет это двумя причинами: ослаблением процесса смешения инфильтрационных вод с конденсационными в участках субповерхностных термопроявлений и поступлением эндогенного флюида по трещинам в фундаменте. В Каверау (Новая Зеландия) имело место падение температуры гидротерм и дебитов в связи с процессами отложения кальцита в фильтрах, скважинах и окружающей "продуктивной" породе (Смит, 1975).

Распределение температур в недрах гидротермальных систем представляет собой сложную картину и связано с геологическим строением, теплофизическими свойствами водовмещающих толщ, величинами тепловых потоков, химическим составом термальных вод и другими факторами.

Общей характерной чертой большинства рассматриваемых тепловых структур является высокая степень их неоднородности, характеризующаяся резкими изменениями температурных градиентов. Рассмотрим ряд примеров.

Движение гидротерм в недрах Паужетской гидротермальной системы определяет сложное строение теплового поля с 5-6-кратным изменением температурного градиента по вертикали. На рис. 2 заметно резкое погружение изотерм 180, 190 и 200°C в юго-восточном направлении. Подъем геоизотерм в районе долины р. Паужетки связан с наличием сбросовой меридиональной структуры, осложненной серией крутопадающих термовыводящих трещин и нарушений. В соответствии с этим средние величины геотермического градиента в разрезе уменьшаются с северо-запада на юго-восток от 30-

Таблица 1

Тепловые параметры современных гидротермальных систем и отдельных термопроявлений

Гидротермальные системы, термопроявления	Максимальная температура			Площадь $\cdot 10^5$, м ²	Удельный тепловой по- ток $\cdot 10^{-6}$, кал/см ² ·сек	Библиография
	на глубине		на по- верхно- сти			
	t, °C	м	t, °C			
СССР, Камчатка						
Узонские термальные источники						
Восточное поле			94	1,87	22 000	Ковалев, Слезин (1974)
Озерное поле	126	25	94	1,50	13 000	—"
Западное поле			102	0,35	2 850	—"
Термопроявления к северу и западу от Восточного поля	115	15	80	0,58	4 300	—"
Паужетская система в целом	203	287	98	3,232	4 660	Данные В.М. Сугрובה
Верхнее термальное поле	100	2	98	0,201	430	(Литасов, Огородов, Коже- мяка, Хаткевич, Сугрובה, Барабанов, 1974)
Восточно-Паужетское термальное поле	100 ¹	2	98 ¹	0,116	530	Данные Е.А. Вакина (Сугро- бов, 1974)
Верхне-Кошелевские паровые струи			92 ¹	0,3	170 000	—"
Нижне-Кошелевские паровые струи	231	430	92 ¹	0,38	66 000	—"
Северо-Камбальные паровые струи I гр.	100	1,5	97 ¹	0,07	2 540	Данные В.М. Сугрובה
Северо-Камбальные " II гр.			90 ¹	0,236	4 000	(Литасов, Огородов, Кожемя- ка, Сугрובה, Барабанов, 1974)
Северо-Камбальные " III гр.			92 ¹	0,385	2 700	—"
Южно-Камбальные " I гр.			92	0,334	1 400	—"
Южно-Камбальные " II гр.			90 ¹	0,128	7 000	—"
Южно-Камбальные " III гр.			96	0,487	1 300	—"
Больше-Баннные термы	171,5		98	500	150 ²	(Краевой, Коваленко, Евту- хов, 1971)
Паратунские источники	106		81,5		156	(Манухин, 1971)
Киреунские источники			98	400	250	(Кирсанова, 1971)
Фумаролы Мутновского вулкана (се- верный кратер)			380		240 000	(Вакин, 1968)
Северо-Мутновские сольфатары			98		31 000	(Вакин, 1968)
Япония						
Атосанупури				9	870	Nakamura (1969) (по дан- ным K. Yuhara)
Сункю				8	240	—"
Ноборибецу				0,7	27 600	—"
Ноборибецу- I				1,0	11 200	—"
Шова-Шинзан (фумаролы)				1,0	3 000	—"
Нигои-Кава				36	83	—"
Шикабэ				3	330	—"
Тамагава			97,6	1	15 200	—"
Мацукава	250	1000	70	2	16 500	Nakamura e. a. (1970)
Хаконэ			93	0,6	8 000	—"
Беппу			105	70	530	Matsubaya e. a. (1973)
Отаке	200	750	97,0	1	44 600	Hayshida, Ezima (1970)
Обама				15	3 500	—"
Мексика						
Икстлан-де-лос-Эвворес	150	160	100	12,99	138	Banwell, Gomez Valle (1970)
Лос Негритос			85	2,78	111	—"

¹ Измерения автора в 1974 г.² Включены Большие Баннные, Малые Баннные и Карымчинские.

Таблица 1 (окончание)

Гидротермальные системы, термопроявления	Максимальная температура			Площадь $\cdot 10^5, \text{ м}^2$	Удельный тепловой по- ток $\cdot 10^{-6},$ кал/см ² ·сек	Библиография
	на глубине		на по- верхно- сти			
	$t, ^\circ\text{C}$	м	$t, ^\circ\text{C}$			
Новая Зеландия						
Вайракей, Карапити, 1958				2,86	7 700	Dawson, Dickinson (1970)
Вайракей, Карапити 1962				3,32	20 800	—"
—" 1964				3,62	27 600	—"
—" 1968				3,24	28 000	—"
Тауло Голф Коурс, 1967			49	0,51	4 900	—"
Рогокава, 1951-52	306	1200		22,73	2 200	Smith (1970)
Бродлендс, 1967	298	1950	100	1,61	12 100	—"
Вайотапу, 1957				17,34	7 750	Dawson, Dickinson (1970)
Оракейкорако, 1962				19,11	4 310	—"
Каверау, 1964	285	670		5,4	3330	—"
Исландия						
Намафьядль	268	670	99	18	3 720	Кононов, Поляк (1974)
Крабле-Лейрхнукур			99	9,8	1 710	Amorsson (1970)
Тайстарейкир			99	2,64	1 590	—"

35°C/100 м (скважины 16, 18, 20) до 8–14°C/100 м (скважины 102, 107, 106). Субповерхностной водоупорной толще алевропелитовых туфов по данным В.М. Сугрובה и Н.Г. Сугрובовой (1965) присущи наиболее высокие градиенты температуры до 133°/185 м (скважина 18), 106°/50 м (скважина 6), 102°/83 м (скважина 8) и 127°/64 м (скважина 11). Уменьшение температуры ниже водоносного горизонта псефитовых туфов позволяет сделать вывод о наличии одного основного потока гидротерм, движущегося, как показывает конфигурация изотерм в плане (рис. 2), с юго-востока на северо-запад к зоне разгрузки.

Ярко выражены температурные аномалии и на субповерхностных термопроявлениях Паужетского района. Там, где алевропелитовые туфы нарушены системами трещин, формируются проявления многочисленных паровых струй и термальных конденсатов, а геоизотермы свыше 100°C поднимаются практически до поверхности земли. Например, Восточно-Паужетское термопроявление при сравнительно небольших размерах (11600 м²) обладает интенсивным тепловым полем с температурой свыше 100°C на глубине 2–3 м. Положение изотерм, почти параллельное земной поверхности, связано с большой отдачей тепла за счет испарения и выходов струй пара в пределах всего термопроявления. Градиент температуры колеблется от 10 до 57,5°C/м.

Температурное поле Паратунской гидротермальной системы в какой-то мере подчинено слоистому строению толщ вулканитов в депрессии. В то же время в зонах нарушений изотермы испытывают подъем к поверхности, четко выделяя термовыводящие элементы структуры. Температурные градиенты невелики – 7–4°C/100 м

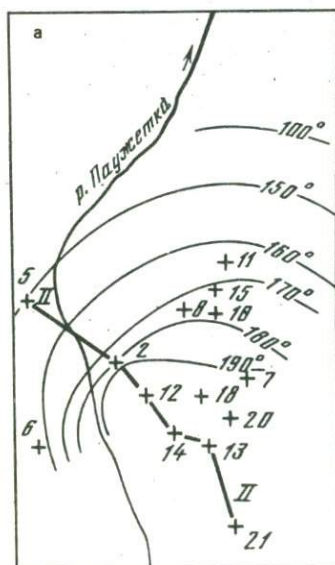
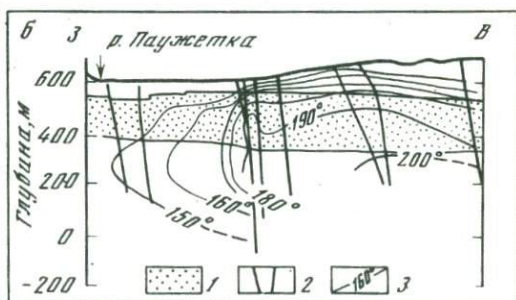


Рис. 2. Температурное поле Паужетской гидротермальной системы в плане (а) (на абсолютной отметке 200 м) и северо-западном разрезе - (б) по линии II-II (Сугроров, 1965)

1 - водоносная толща псефитовых туфов; 2 - тектонические нарушения; 3 - изотермы; + - скважины



(рис. 3). Аналогична конфигурация теплового поля района Мацукава, Япония (см. рис. 4) (Nakamura e.a., 1970).

Особенности тепловой структуры Больше-Банного месторождения гидротерм обусловлены его блоковым строением. Согласно данным Ю.А. Краевого, В.А. Коваленко и А.Д. Евтухова (1971) термовмещающая структура представляет собой грабен, образованный сочетанием ранних субширотных сбросов с более поздними меридиональными и северо-восточными. Наибольшая часть водопритоков связана с зонами нарушений и опережающими их трещинами. По большинству скважин отмечается уменьшение температур с глубиной от 160–170°C до 140–120°C. Одновременно происходит погружение геоизотерм в южном и юго-восточном направлениях, свидетельствующее о наклонно выходящем потоке гидротерм к очагу разгрузки по системам трещин северо-восточного направления. В субповерхностной части грабена изотермы следуют параллельно земной поверхности (рис. 5).

Температурное поле гидротермальной системы Северный Хатимантай или Тороко-Онума (Япония) по данным К.Сато (1970) отличается простым однообразным строением (рис. 6). Изотермы располагаются практически параллельно земной поверхности, подчеркивая приуроченность гидротерм к водоносному горизонту. В плане водоносного горизонта изотермы располагаются вышуклостью в направлении потока и области естественной разгрузки в долине р. Кумадзава (рис. 6).

Примером ярко выраженной куполовидной структуры геоизотерм служит крупная гидротермальная система Бродлендс на острове Северный в Новой Зеландии (рис. 7). На построенном нами разрезе по данным Д.Смита (1975) видна куполовидная структура температурного поля с резким погружением изотерм 200, 250 и 280°C на флангах. Вертикальный температурный градиент испытывает в пределах высокотемпературной части разреза небольшие колебания от 21,4 до 25°C/100 м. Куполовидное строение теплового поля связано с тем, что проницаемость водоносной толщи – туфов, риолитов и песчаников – мала, и основной поток гидротерм связан с системой трещин, подсекаемых скважинами BR-3 и BR-9. Горизонтальный градиент также изменчив – 4,8–15°C /100 м (на глубине 1000 м).

Существенны различия в величинах градиентов температуры тепловых аномалий и фона. Среднеарифметическое значение геотермического градиента равно 2,65°C/100 м (Тепловой режим недр СССР, 1970). В активных областях кайнозойского вулканизма – от 2,5 до 5,0°C/100 м.

Данные табл. 2 свидетельствуют о близости температурных градиентов современных гидротермальных систем и некоторых рудных месторождений. Возможно, что геотермические условия современных и древних гидротермальных процессов были идентичны.

Тепловые потоки. Очевидно, что само существование гидротермальных систем связано с наличием достаточно мощных и локаль-

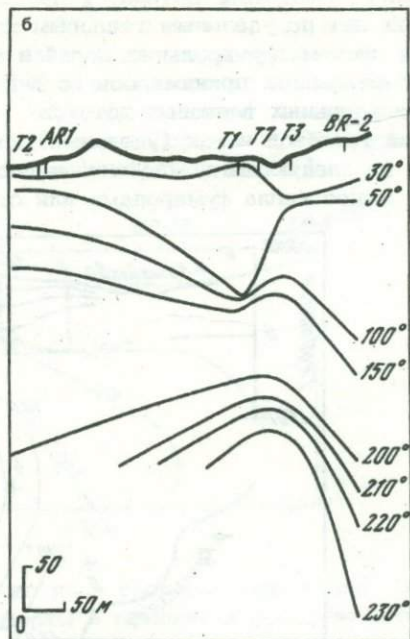
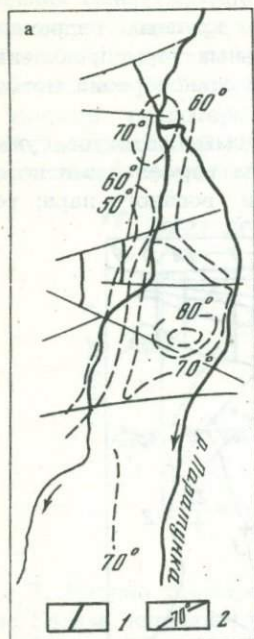


Рис. 3. Температурное поле Паратунгской гидротермальной системы в плане (по данным Ю.А. Краевого, Ю.Ф. Манухина, Л.Г. Пашенко, В.И. Воробьева из работы (Маврицкий, 1970))

1 - тектонические нарушения; 2 - изотермы, °С (приблизительно на глубине 450 м)

Рис. 4. Температурное поле геотермального района Мацукава (Япония) (Nakamura, Sumi, Katagiri, Ivata, 1970)

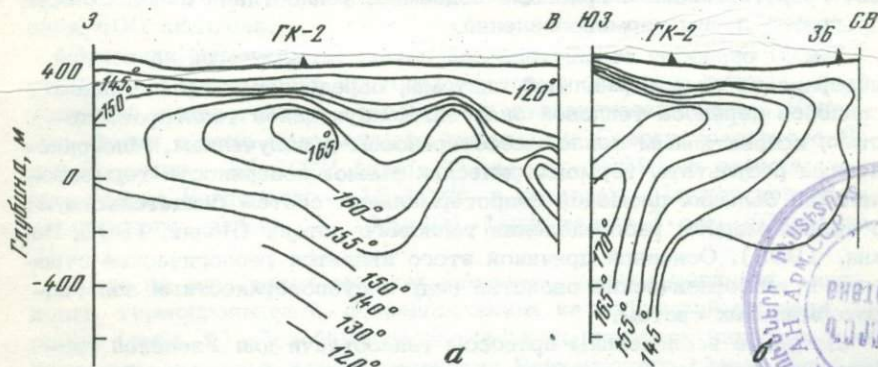


Рис. 5. Температурное поле Больше-Банного месторождения гидротерм в широтном (а) и северо-восточном (б) разрезах (Краевой, Коваленко, Евгухов, 1971)

ных тепловых потоков. В табл. 1 приведены литературные данные последних лет по удельным тепловым потокам крупных гидротермальных систем, фумарольных полей и отдельных термопроявлений. При выборе данных принималось во внимание единообразие методик подсчета удельных тепловых потоков.

Общий тепловой поток (удельный) исследуемых объектов суммировался из следующих компонент: вынос тепла термальными источниками; вынос тепла фумаролами или струями водяного пара; теп-

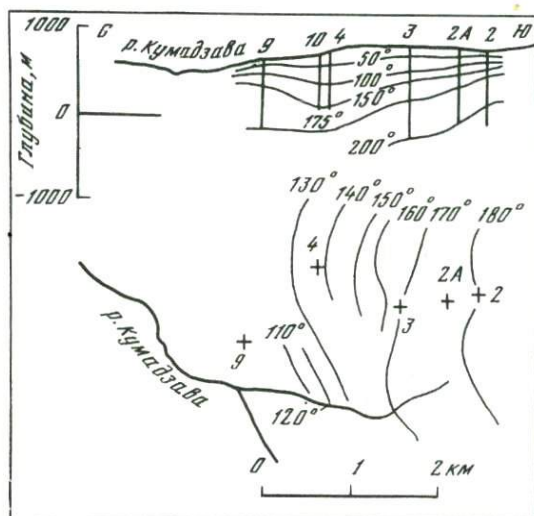


Рис. 6. Распространение геоизотерм в разрезе и в плане (на глубине 500 м) термальной площади Северный Хатимантай (Япония)

лотдача с поверхности термальных озер, гейзерных воронок и мелких гидротермальных грязевых водоемов; теплоотдача с поверхности прогретой почвы термопроявлений.

Таким образом, общий тепловой поток, исследуемый на земной поверхности гидротермальной системы, определяется целым рядом способов переноса тепловой энергии: кондуктивной теплопроводностью, конвективным тепло-массопереносом и излучением. Многочисленные результаты термометрических съемок поверхности термопроявлений больших площадей гидротермальных систем свидетельствуют о неравномерном распределении теплового потока (Поляк, 1965; Вакин, 1968). Основной причиной этого является геологическое строение и теплофизические свойства недр и субповерхностных зон гидротермальных систем.

Детально исследованы процессы теплоотдачи для Узонской гидротермальной системы при расчете ее тепловой мощности. Г.Н. Ковалев и Ю.Б. Слезин (1974) установили, что основной вклад в тепловой поток осуществляется теплоотдачей с поверхности крупных и

мелких термальных водоемов – очагов разгрузки гидротерм (84%), остальная часть тепла выносится стоком термальных вод (9%), испарением с поверхности грунта (6%) и паровыми струями (1%).

Удельные тепловые потоки важнейших геотермальных систем Японии вычислены К. Унага (1969) и складываются из выноса тепловой энергии гидротермами – 41%, фумарольной деятельностью – 48,6%, кондуктивной теплопроводностью пород – 5,7% и испарением с поверхности бессточных водоемов – 4,7% (табл. 1).

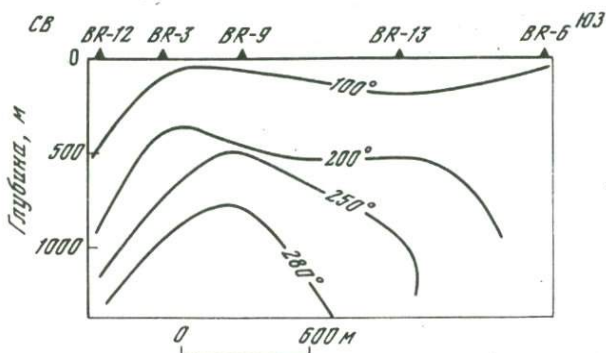


Рис. 7. Разрез температурного поля гидротермальной системы Бродлендс (Новая Зеландия) по замерам в скважинах вдоль левого берега р. Уайкато (по данным Смита, 1971)

Приведенные примеры свидетельствуют о небольшой роли переноса тепла посредством кондуктивной теплопроводности в недрах гидротермальных систем. Конвективный вынос тепла движущейся массой гидротермальных растворов доминирует в различных типах гидротермальных процессов. Согласно измерениям и подсчетам Б.Г. Поляка (1966) конвективный вынос тепла на площади фумарольного поля северо-восточного кратера Мутновского вулкана составляет 89000 ккал/сек, в то время как кондуктивные теплопотери составили 400 ккал/сек.

Величины тепловых потоков гидротермальных систем в сотни и тысячи раз превосходят не только фоновые значения потоков, но и удельный вынос тепла в современных вулканических зонах. Например, поток в зоне современного вулканизма Северного острова Новой Зеландии – $20 \cdot 10^{-6}$ (Studt, Thompson, 1969), в геотермальном районе Лардерелло – $15 \cdot 10^{-6}$, в пределах Паужетского геотермального района – $(35-40) \cdot 10^{-6}$ ккал/см²·сек (Сугробов, 1974).

Даже на фоне таких высоких удельных потоков тепловая мощность термопроявлений, сосредоточенная на небольшой площади, огромна (табл. 1). Подобные соотношения теплопотерь известны и для гидротерм рифтовых зон, в частности Байкальского рифта. Удельный тепловой поток Питателевского месторождения гидротерм за счет

Таблица 2

Температурные градиенты различных гидротермальных систем и рудных месторождений ($^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$)

Гидротермальные системы и месторождения	Возраст	Градиенты в разрезе			Библиография
		по норма- ли к зем- ной по- верхности	по простиранию пласта		
			Центр	Периферия	
Паужетская (СССР, Камчатка)	Q_1-Q_4	4-61	0-7	20-40	Сугробов (1965)
Паратунская (")	Q_1-Q_4	4-7	-	-	Манухин и др. (1971)
Больше-Банная (")	Q_1-Q_4	7-22	-	-	Краевой и др. (1971)
Насу (Япония)	Q_1-Q_4	20-40	-	-	Sato (1970)
Северный Хатимангай (Япония)*	Q_1-Q_4	16-25	1,6-2	2,5	Sato (1970)
Бродлендс (Новая Зеландия)**	Q_1-Q_4	21-25	4,5-15	20-25	Smith (1970)
Лардерелло (Италия)	Q_1-Q_4	60-100			
Свинцово-цинковое месторождение Тоёха (Япония)	Миоцен	30			Токунага (1973)
Оловянное месторождение Иультин (СССР)	Mz	20			Научитель и др. (1972)
Оловянные месторождения Комсомольского района СССР	Mz	4-11			Кокорин (1972)
Флюоритовое месторождение Калангуй (СССР)	Mz	15-20			Пузанов и др. (1972)
" " Усугли (СССР)	Mz	40-50			"
" " Харасун (СССР)	Mz	10-15			"
Золото-серебряное месторождение Добруджи (Румыния)	Mz	7-15			Манилич, Боркос (1964)

¹* Градиент в плане 2,5-3,5 на глубине 500 м.

** На глубине 1000 м.

выноса тепла гидротермами (полный дебит 50 л/сек, средняя температура 50°C) на площади 367 500 м², ограниченной изотермой 20°C, равен 680·10⁻⁶ кал/см²·сек. Фоновые значения теплового потока в районе составляют (1,5–2)·10⁻⁶ кал/см²·сек.

Наблюдаемые в настоящее время температурные режимы современных гидротермальных систем, отдельных термопроявлений и индивидуальных выходов гидротерм, водяного пара или фумарол ниже уровня сезонных колебаний можно лишь в первом приближении полагать стационарными. Известны факты естественного нарушения теплового режима гидротерм, зафиксированные при Муйском землетрясении в 1957 г., когда температура воды Чарского источника возросла от 42 до 48°C (Ломоносов, 1974). И.С. Ломоносовым зафиксировано (1974) изменение температуры на 1,5–2°C и химического состава в скважине № 52 Питателевского месторождения (Прибайкалье) гидротерм после землетрясения 10 февраля 1963 г. (14-й энергетический класс) в районе дельты р. Селенги. Во время десятибалльного землетрясения в Монголии в 1967 г. наблюдались случаи возрастания температуры и дебита гидротерм Прибайкалья. Подобные изменения режима, очевидно, типичны для гидротермальных систем, располагающихся в областях сейсмогенерирующих тектонических структур, и связаны с процессом формирования новых трещин и существенным воздействием на давление подземных вод. Возможно, что существует определенная цикличность в развитии трещинных структур гидротермальных систем во времени.

В одной из работ А. Эллис (1975) указывает на существование данных, свидетельствующих о циклах нагревания воды, повторяющихся каждые 50 лет.

Полевые наблюдения дают основания говорить о коренной перестройке термовыводящих структур в недрах гидротермальных систем. Имеются многочисленные примеры пространственного совмещения современных и древних, угасших термопроявлений, отличающихся типами поверхностных минеральных отложений – гейзеритов. Таковы термопроявления Камчатки хребта Тумрок (Петров, 1970), Налачевский гидротермальной системы (Комкова, 1974), многочисленные субповерхностные термопроявления Камбального хребта – северные и южные группы и др. В этих случаях мы сталкиваемся с изменением места естественной разгрузки гидротерм. Обычно сохраняются реликты древней термовыводящей структуры, дренирующей теперь уже холодные, как правило, гидрокарбонатные воды.

Все гидротермальные системы, однофазные и двухфазные, обладают способностью к минералообразующей деятельности, отлагая в пронизываемых зонах и областях разгрузки минеральные осадки разнообразных типов. Выполнения трещин осуществляются за счет отложения карбонатов или минералов группы кварца – α -кварца, опала, α -кristобалита. В работе White, Muffler, Truesdell (1971) подчеркивается это обстоятельство в связи с анализом геохимической деятельности гидротермальных систем. В результате становится ясным, что процесс "самозалечивания" открытых водоносных трещин

различного порядка с течением времени становится важным фактором изменения режима работы гидротермальной системы в целом.

Обобщая имеющиеся данные по тепловому режиму современных гидротермальных систем, отметим их следующие характерные черты: наблюдаемое термическое состояние недр гидротермальных систем можно классифицировать как установившийся неравновесный тепловой режим; конфигурация температурного поля характеризуется сложной куполообразной формой глубинных зон с четко выраженным рисунком термовыводящих элементов геологической структуры (трещины, зоны разломов, контакты пород и т.д.) и субповерхностной областью изотерм, параллельных земной поверхности; неоднородность температурного поля характеризуется большими температурными градиентами; теплоперенос из недр гидротермальных систем к земной поверхности осуществляется в основном конвективным путем и может рассматриваться как необратимый процесс.

Глава II

МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИЕ РАСТВОРЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Многочисленные данные по геохимии высокотемпературных гидротермальных систем, полученные в последние 10–12 лет, свидетельствуют о ведущей роли геотермических условий и температурного фактора, в частности, в формировании химического состава гидротерм и пара. К настоящему времени глубокими скважинами разбурены недра многих крупнейших месторождений гидротерм и высокотемпературного пара. При этом получена обширная информация о химическом и минеральном составе водоносных систем в глубинных условиях до 2,5–2,7 км (район Гейзеры в США, площадь Бродлендс в Новой Зеландии, Серра-Прието в Мексике).

Физико-химический анализ этих данных с определенной долей достоверности позволяет реконструировать физические условия существования гидротермальных растворов в водоносных структурах. Большие возможности для такого анализа имеются на крупнейшем в СССР Паужетском месторождении гидротерм в результате накопленных наблюдений с начала разведки и промышленной эксплуатации этого объекта в 1958 г.

Все данные по геологическому строению, гидрогеологии, геохимии и процессам минералообразования, полученные до 1964 г., обобщены в монографии большого коллектива авторов "Паужетские горячие воды на Камчатке" (1965). За последние 10 лет в результате разведки новых участков и глубоких горизонтов месторождений, выполнения научных исследований сотрудниками Института вулканологии ДВНЦ АН СССР и работ автора с 1970 по 1976 г. накопились новые данные о режиме гидротерм, изменении их состава во времени и пространстве, тепловых процессах и геохимии субповерхностных термопроявлений и т.д. Частично эти данные уже упоминались в предыдущих разделах при описании общих свойств гидротермальных систем.

Основной целью настоящего обобщения послужило исследование роли геотермических условий гидротермальных систем в формировании геохимических типов минералообразующих гидротермальных растворов на примере Паужетского месторождения гидротерм и его субповерхностных термопроявлений. На основе имеющейся информации предпринята попытка реконструировать особенности гидротермального минералообразования в пластовых условиях с помощью физико-химического моделирования.

Геохимия минералообразующих растворов Паужетской гидротермальной системы

Паужетская гидротермальная система в настоящее время одна из наиболее исследованных природных минералообразующих систем областей современного вулканизма. Новые данные по минералогии и геохимии гидротермальных процессов этого месторождения освещены в работах С.И.Набоко (1970), Е.А.Вакина и др. (1971), Г.А.Карпова (1970), Г.И.Арсановой (1974), В.М.Сугрובה (1974). В последние годы в связи с разведкой термальных вод юго-восточного фланга Паужетки получен значительный материал по геохимии гидротерм, минералогии и тепловому режиму субповерхностных термоявлений Камбального хребта. Некоторая часть этих результатов опубликована в работах автора (Пампура, Новиков, 1975), а также И.А.Меняйлова, Л.М.Никитиной (1974) и А.С.Огородовой (1974).

Паужетская гидротермальная система на Южной Камчатке приурочена к западной части одноименной вулкан-тектонической депрессии, формирование которой связано главным образом с проявлением алнейского вулканизма в позднемиоценовое - раннеплейстоценовое время. Н.Е.Литасов, Н.В.Огородов и Н.Н.Кожемяка (1974) считают, что формирование депрессии произошло в результате вулкан-тектонического опускания в виде реакции на вынос больших объемов вулканического материала в период алнейского вулканизма. Депрессия развита на площади 500 км² и морфологически представляет собой котловину глубиной до 600 м.

Породы, выполняющие депрессию, представлены осадочно-вулканогенным комплексом неоген-четвертичного возраста. Вся толща отложений подразделяется на три структурных яруса: нижний олигоцен-среднемиоценовый представлен туфогенными песчаниками (анавгайская серия по С.Е.Апрелкоу) и туфобрекчиями; средний ярус плиоценово-нижнеплейстоценового возраста сложен продуктами наземного вулканизма - туфами, туфобрекчиями, спекшимися туфами с обломками андезитов и базальтов, прослоями лав андезитового состава, пепловыми и пемзовыми туфами; верхний ярус - алевропелитовые пемзовые туфы.

В 1961 г. С.Е.Апрелковым выделена паужетская свита, сложенная пепловыми, пемзовыми и пеплово-пемзовыми туфами, общая мощность которой оценивается в 500-570 м. Позднее в ее составе стали выделять три горизонта: нижний горизонт псефитовых туфов дацитов и туфобрекчий мощностью от 180 до 350 м, средний горизонт алевропелитовых плотных туфов мощностью 80-100 м и верхний горизонт псефитовых пемзовых туфов мощностью до 120 м.

Верхний ярус представлен породами плейстоценового и голоценового возраста, слагающими экструзии, купола и пирокластические потоки. Все эти образования слагают борта и обрамление Паужетской депрессии.

Паужетская гидротермальная система представлена напорными ермальными водами, залегающими в водоносных горизонтах пород ервого и второго структурных ярусов: нижний водоносный горизонт ошностью 130–150 м вскрыт в миоценовых песчаниках анавгай-кой серии, а второй приурочен к толще псефитовых туфов паужет-кой свиты мощностью от 180 до 240 м. Район области разгрузки развития субповерхностных термопроявлений разбит системой зон ектонических нарушений сбросового характера с преобладающим се-еро-восточным простиранием и крутыми углами падения 75–80°. редний и верхний горизонты алевропелитовых и алевропсаммитовых емзовых туфов служат водоупорами. В целом внутреннее строение аужетской гидротермальной системы представляется в виде плас-ово-трещинной водоносной структуры, когда слабонаклонный порис-ый водоносный горизонт дренируется серией субпараллельных гер-овыводящих трещин (рис. 2, 8).

Западной границей Паужетской гидротермальной системы, оче-идно, служит меридиональная сбросовая структура – разлом, про-леживающийся на левом склоне долины р. Паужетки. Некоторые дан-ые относительно гидро-геотермического режима Паужетской сис-емы отмечены нами выше при характеристике гидротермальных сис-ем в целом.

Здесь мы вновь обратим внимание читателя на то обстоятельст-о, что миграция гидротермального раствора (или флюида в глубин-ых зонах) осуществляется в исключительно неоднородном контраст-ом и, по-видимому, нестационарном температурном поле (рис. 2, 8). енденция изменения температуры в недрах гидротермальной сис-емы выражена в погружении (относительно земной поверхности) зотерм 180, 190 и 200°C с запада на восток. При этом сред-ья температура водоносного горизонта, по данным В.М. Сугрובה Н.Г. Сугрובовой (1965), от 135–141°C на северо-западном ланге до 186–190°C на юго-западном участке. Последние данные видетельствуют о повышении температуры этого горизонта до 195–00°C (по данным В.А. Ямпольского) в южном и юго-восточном аправлениях в районе скважин 102, 113, 107 и ГК-2. Подъем еоизотерм в районе долины р. Паужетки связан с наличием здесь в ачестве термовыводящей структуры меридионального разлома, ос-оженного серией оперяющих крутопадающих трещин. Близость зем-ой поверхности и наличие мощного водоупора определяет характер-ое горизонтальное положение геоизотерм в субповерхностной части идротермальной системы.

Величины температурных градиентов охарактеризованы выше, аиболее высокие из них (50–65°C/м) распространены только в убоверхностной зоне месторождения. Столь высокие значения гра-диентов температуры обусловлены общей мощностью теплового по-ока гидротермальной системы и гидрогеологическими условиями ермопроявлений. В связи с этим гидротермы в процессе естествен-ой разгрузки испытывают резкие перепады температур. В.М. Сугро-ов и Н.Г. Сугрובה в обобщающей работе "Паужетские горячие во-

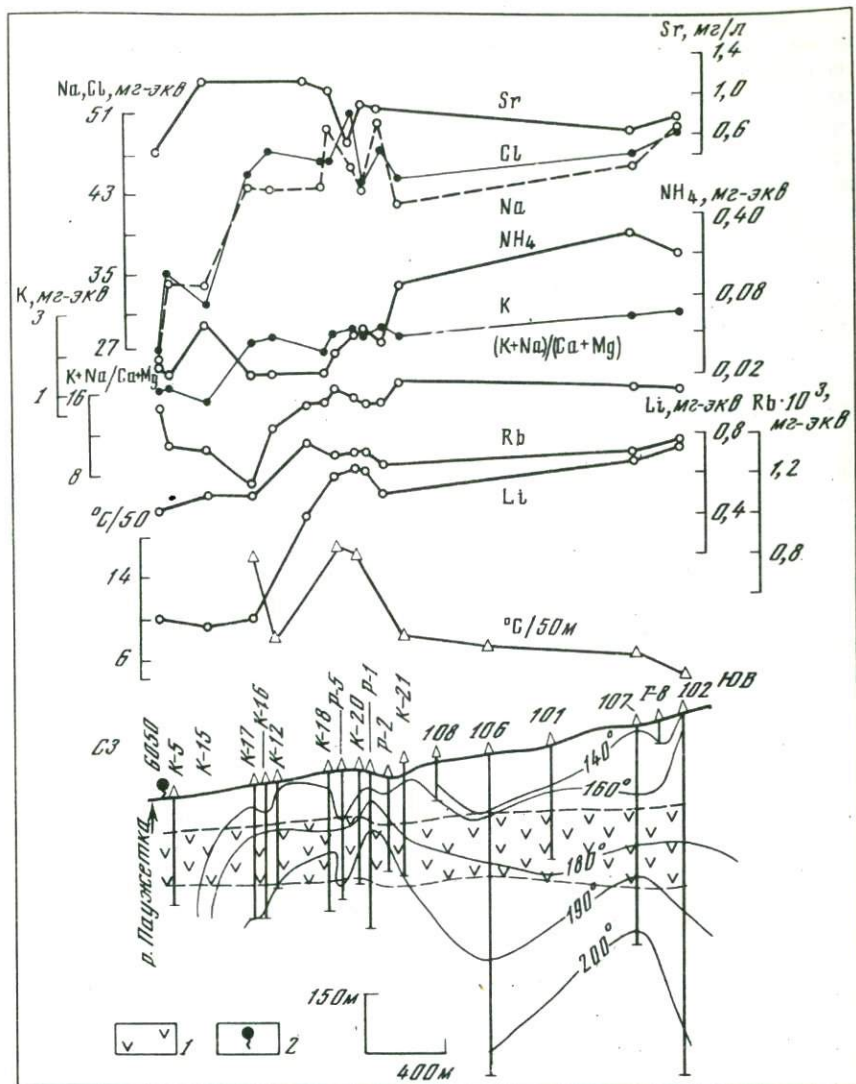


Рис. 8. Изменение химического состава хлоридно-натриевых гидротерм в северо-западном разрезе Паужетской гидротермальной системы

1 - верхний водоносный горизонт псефитовых туфов; 2 - источники

ды на Камчатке" (1965), придавая большое значение температурной зональности за счет циркуляции термальных вод, указывают, что "...движение высокотермальных вод происходит в горизонтальном направлении с юго-восточного участка на запад, к зоне разгрузки".

Подобная температурная зональность водоносного горизонта (или горизонтов), характерная для многих гидротермальных систем, таких, как Бродлендс (Новая Зеландия), Хантимантай (Япония) и другие, характеризует участок системы между областью нагрева (или максимального потока при температуре, равной базовой) и областью азгрузки гидротерм.

Геохимические типы Паужетских гидротерм

Термальные воды зоны разгрузки Паужетской гидротермальной системы с полным основанием можно отнести к гидротермальным минералообразующим растворам в соответствии с их геохимической особенностью.

На основании систематизации данных о химическом составе терм, гидравлически связанных и сосуществующих в недрах гидротермальной системы, нами выделены следующие типы.

Тип I. Хлоридно-натриевые гидротермы

Cl	93,9	SO ₄	3,7		
Na	87,5	Ca	7	K	5

№ 7-8,2 (табл.3,4). Общая минерализация 2,8-4,1 г/л. Сумма щелочных металлов резко преобладает над щелочноземельными - отношение $(K+Na)/(Ca+Mg)$ изменяется от 8,7 до 18,4. Кальций преобладает над магнием. Воды этого типа характеризуются высокими концентрациями кремнекислоты (до 814 мг/л), бора (до 184 мг/л IBO_3) и редких щелочей - лития, рубидия и цезия. Распределение геохимия этих элементов в хлоридно-натриевых гидротермах Паужетской системы подробно описаны в монографии Г.И. Арсановой "Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей" (1974). Из рудообразующих металлов постоянно присутствует цинк.

Данные химических анализов хлоридно-натриевых вод из глубоких кважин (102,113, 107, ГК-2) на юго-юго-восточном фланге Паужетского месторождения свидетельствуют о том, что гидротермы существенно меняют свой состав при движении с юго-юго-востока на северо-северо-запад к области разгрузки (см. рис. 8).

Основные закономерности изменения состава гидротерм связаны очевидной зависимостью с температурой водоносного горизонта песитовых туфов (см. рис.8, табл. 4). В процессе движения вод из температурного интервала 175-200°C к зоне разгрузки с температурой, не превышающей 150°C, их общая минерализация уменьшается от 4,1 до 2,9-3,0 г/л, резко убывает содержание хлора (от 833 до 920 мг/л), натрия (от 1170 до 615 мг/л), калия (от 20 до 30 мг/л), аммония (от 1-6,2 до 0,2-0,3 мг/л), редких щелочных металлов - лития, рубидия и цезия, а также кремнекислоты от 814-532 до 150-300 мг/л. Относительная "щелочность" гидротерм $K+Na/Ca+Mg$ уменьшается в 1,5 раза за счет убывания концентраций натрия и калия и возрастания количеств кальция. Воды обогащаются сульфат-ионом, стронцием и обедняются фтором.

Таблица 3

* Геохимические типы минералообразующих растворов Паужетской гидротермальной системы

Тип	Гидрохимическая характеристика	Количество анализов	Анионный состав, экв. %	Средние содержания редких элементов					
				Li, мг·экв	Rb, мг·экв	Cs, мг·экв	Zn, мг/л	Cu, мг/л	Au *2 мг/л
I	Хлоридно-натриевые трещинные термальные воды	11	Cl = 93,9 SO ₄ = 3,7 HCO ₃ = 2,4	*3 0,576	*3 0,0097	*3 0,0068	0,075	-	2,8-7·10 ⁻⁴
II ^A	Сульфидно-хлоридные кальциевые и аммониевые конденсаты	9	SO ₄ = 91,7 Cl = 8,3	0,00039*3	0,00016*3	0,00008*3	0,259	0,04-0,44	9-12·10 ⁻⁴
II ^B	Гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые и аммониевые конденсаты		HCO ₃ = 63,8 SO ₄ = 26,9 Cl = 9,3						
III ^A	Сульфатные кальциево-магниевые поровые растворы кислые	25	SO ₄ = 99,8	0,0033*4	0,00041*4	0,000045*4	6,745	5,32	3,9-14·10 ⁻⁴
III ^B	Сульфатно-хлоридные кальциево-магниевые поровые растворы		SO ₄ = 90,7 Cl = 9,3						

Таблица 3 (окончание)

Тип	Гидрохимическая характеристика	Количество анализов	Анионный состав, экв. %	Средние содержания редких элементов		Li:Rb:Cs (весовое)	Атомные отношения		
				Sr, мг/л	Pb, мг/л		Cl:SO ₄	Ca:Sr	$\frac{K+Na}{Ca+Mg}$
I	Хлоридно-натриевые трещинные термальные воды	11	Cl = 93,9 SO ₄ = 3,7 HCO ₃ = 2,4	0,83	0,012*1	100:20,6:22,6	20,9	157	15,40
II ^A	Сульфидно-хлоридные кальциевые и аммониевые конденсаты	9	SO ₄ = 91,7 Cl = 8,3	0,26	0,02*1-100	100:42:33	0,09	339	0,44
II ^B	Гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые и аммониевые конденсаты		HCO ₃ = 63,8 SO ₄ = 26,9 Cl = 9,3						
III ^A	Сульфатные кальциево-магниевые поровые растворы кислые	25	SO ₄ = 99,8	0,134	-	100:12,3:2,1	0,031	464	0,17
III ^B	Сульфатно-хлоридные кальциево-магниевые поровые растворы		SO ₄ = 90,7 Cl = 9,3						

*1 По данным И.А. Меняйлова, Л.М. Никитиной (1974); *2 атомно-абсорбционный анализ в графитовой кювете. Аналитик А.А. Хлебникова, СибГЕОХИ АН СССР, 1975 г.; *3 с учетом опубликованных данных Арсановой (1974); *4 с учетом опубликованных данных автора (Пампура, Новиков, 1975).

Таблица 4

Химический состав вод Паужетской гидротермальной системы по данным

№ скважины, источник	t, °C*	pH	Катионы, мг/л				
			NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Li ⁺	Pb ⁺
Водоносный горизонт с температурой до 150°C							
К-5	135	8,2	0,2	793	48,6	-	-
Источник 6050 близ скважины К-5	80	8,04	0,35	615	42,5	2,95	0,425
830, источник	99	-	-	675	61	3,98	0,485
831, источник	70	-	-	715	30	3,22	0,335
К-6	141	8,2	0,3	832	41,7	-	-
Водоносный горизонт с температурой от 150 до 175°C							
К-2	165	8,2	0,4	980	90,9	-	-
К-4	168	7,3	1,0	808,2	45,6	-	-
К-8	172	8,2	0,4	932,2	51,3	-	-
К-10	165	8,0	0,2	932,4	64,0	-	-
К-11	152	8,2	0,2	971,8	43,4	3,10**	0,13**
К-15	145	7,15	1,0	780	32,0	3,5	0,36
РЭ-3	165	7,50	0,93	875	52,0	4,15	0,525
Водоносный горизонт с температурой от 175 до 200°C							
К-17	175	8,2	0,2	991,1	92,0	3,44**	0,424**
К-16	179	8,0	0,2	1007	101,2	3,70	0,29
К-12	182	8,1	0,2	1000,7	95,7	-	-
РЭ-7	185	7,27	0,93	1025,0	77,5	5,3	0,847
К-18	186	8,2	0,2	1005,3	79,9	-	-
К-14	184	8,2	0,6	986,2	104,7	3,7	0,30
РЭ-5	184	7,55	0,62	1145,0	100,0	4,8	1,02
К-7	185	8,1	0,4	1016,4	80,9	-	-
РЭ-1	191	7,92	0,9	1000	95,0	4,65	1,03
К-13	186	8,1	0,2	950,8	83,3	-	-
К-20	186	7,97	0,93	1050,0	101,5	4,75	1,06
РЭ-2	171	7,15	0,68	1152,0	105,0	4,5	0,947
К-21	183	8,0	1,0	962,1	96,4	-	-
Р-107	194	-	6,2	1050,0	112,5	4,9	1,08
Р-102	194	-	3,5	1170,0	120,0	5,3	1,21

* Средняя температура водоносного горизонта вычислена как среднее между нижней и верхней границей. 1 - данные В.М. Сугрובה (1965); 2 - данные Института геохимии СО АН СССР. Аналитики М.М. Белохвостова, В.М. Новиков, В.Д. Пампура, 1972-1975 гг.

** По данным Г.И. Арсановой (1974).

Катионы, мг/л

	Cs ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Sr ⁺²	Fe	Zn	Cl ⁻	F ⁻
--	-----------------	------------------	------------------	------------------	----	----	-----------------	----------------

Водоносный горизонт с температурой до 150°С

-	62,8	2,2	-	-	-	-	1264	-
0,438	25,1	He обн.	0,42	-	-	-	920,6	1,0

0,678	38,9	14,2	-	He обн.	0,176	1272,7	-
-------	------	------	---	---------	-------	--------	---

0,461	75,9	1,5	-	He обн.	0,077	1272,0	-
-------	------	-----	---	---------	-------	--------	---

-	77,2	4,7	-	-	-	1340	-
---	------	-----	---	---	---	------	---

Водоносный горизонт с температурой от 150 до 175°С

-	52,2	3,5	-	-	-	1612,4	-
-	42,4	10,4	-	-	-	1322	-
-	52,2	3,5	-	-	-	1480	-
-	52,2	3,5	-	-	-	1495	-
0,355**	44,4	2,4	-	-	-	1536,2	-
0,867	84,6	0,4	1,12	-	-	1130,5	1,2
0,962	69,4	2,5	-	-	-	1291,2	1,0

Водоносный горизонт с температурой от 175 до 200°С

0,500**	55,2	3,5	-	He обн.	0,077	1633,1	-
0,405	54,0	3,5	-	-	-	1674,6	-
-	65,4	4,6	-	-	-	1674,6	-
0,965	57,9	2,5	1,13	-	-	1604,0	1,0
-	54,0	3,5	-	-	-	1640	-
0,395	52,2	3,5	-	-	-	1633,2	-
0,97	57,9	3,7	1,02	-	-	1649,9	1,2
-	42,4	4,7	-	-	-	1640,0	-
1,01	57,9	2,3	0,88	-	-	1573,2	1,4
-	50,2	2,3	-	-	-	1557,0	-
1,03	57,9	2,3	0,76	-	-	1833,5	-
0,887	65,5	2,5	0,83	-	-	1665,1	3,4
-	47,3	2,2	-	-	-	1581,4	-
1,075	54,0	2,3	0,62	-	-	1673,6	-
1,05	59,8	3,8	0,67	-	-	1778,6	-

Таблица 4 (окончание)

№ скважины, источник	°С*	pH	Анионы, мг/л				
			SO ₄ ⁻²	HCO ₃	CO ₃ ⁻²	H ₄ SiO ₄	HBO ₃
Водоносный горизонт с температурой до 150°С							
К-5	135	8,2	131,2	6,1	16,8	269,1	129
Источник 6050 близ скважины	80	8,04	69,1	61	-	-	-
К-5							
830, ис- точник	99	-	64,0	73,0	-	150,6	-
831, ис- точник	70	-	102,0	48,8	-	195,1	-
К-6	141	8,2	147,3	9,2	14,4	259,6	149
Водоносный горизонт с температурой от 150 до 175°С							
К-2	165	8,2	76,5	1,8	22,8	312,6	150,6
К-4	168	7,3	70,0	37,2	-	284,3	147,3
К-8	172	8,2	112,9	4,9	-	343,9	146,8
К-10	165	8,0	104,1	2,4	-	375,1	152,4
К-11	152	8,2	81,3	3,0	-	290,4	146,2
К-15	145	7,15	286,4	61,0	-	219,0	173
РЭ-3	165	7,50	209,0	61,0	-	-	-
Водоносный горизонт с температурой от 175 до 200°С							
К-17	175	8,2	80,2	3,0	21,6	400,0	182,4
К-16	179	8,0	82,9	4,9	9,6	423,3	169,7
К-12	182	8,1	79,4	2,4	21,0	436,9	171,0
РЭ-7	185	7,27	92,2	61,0	-	-	-
К-18	186	8,2	80,2	5,5	22,2	404,9	183,4
К-14	184	8,2	78,2	3,7	22,2	382,8	169,9
РЭ-5	184	7,55	83,9	61,0	Не опр.	-	-
К-7	185	8,1	80,2	5,0	22,8	406,5	153,8
РЭ-1	191	7,92	88,9	61,0	Не опр.	-	-
К-13	186	8,1	77,8	5,5	16,8	354,4	161,5
К-20	186	7,97	80,7	61,0	Не опр.	185,0	-
РЭ-2	171	7,15	93,8	60,0	"	-	-
К-21	183	8,0	82,3	18,3	8,4	426,2	151,2
Р-107	194	-	-	61,0	Не опр.	531,7	-
Р-102	194	-	-	60,0	"	813,7	-

Анионы, мг/л		Атомные отношения				Литературный источник
CO ₂	H ₂ S	Na : K	Cl : SO ₄	Ca . Mg	$\frac{Na + K}{Mg + Ca}$	

Бодоносный горизонт с температурой до 150°C

12,1	0,31	27,6	9,6	17,5	10,7	1
-	-	25,4	17,63	-	22,2	2
-	-	19,1	27,0	1,65	9,8	2
-	-	41,0	17,6	31,6	10,1	2
16,6	0,30	33,7	9,1	9,9	8,7	1

Бодоносный горизонт с температурой от 150 до 175°C

17,6	0,7	17,8	21,1	9	15,5	1
9,3	1,2	30,0	25,6	2,5	12,1	1
19,1	1,34	30,1	13,1	9,0	14,4	1
28,0	0,80	24,6	14,4	9,0	14,6	1
40,8	0,70	38,0	18,9	11,0	17,9	1
36,6	0,95	41,4	5,35	137	10,5	2
-	-	28,6	8,37	17,3	10,8	2

Бодоносный горизонт с температурой от 175 до 200°C

58,2	2,78	18,2	27,5	9,5	14,9	1, 2
40,5	1,70	16,9	27,3	9,3	15,1	1, 2
36,6	1,70	17,7	28,6	8,4	12,9	1
-	-	22,5	23,5	14,4	15,1	2
23,6	1,36	21,3	27,6	9,3	15,3	1
78,4	5,90	16,0	28,2	9,0	14,5	1, 2
-	-	19,5	26,6	9,6	16,5	2
49,0	3,61	21,4	27,6	5,4	18,4	1
-	-	13,4	24,0	15,2	14,9	2
27,1	3,68	19,3	27,2	13,2	16,1	1
-	-	17,6	29,1	15,2	15,7	2
-	-	18,7	21,1	16,4	15,2	2
-	-	16,9	26,0	12,4	17,4	1
-	-	15,9	-	14,2	16,8	2
-	-	16,6	-	9,6	16,4	2

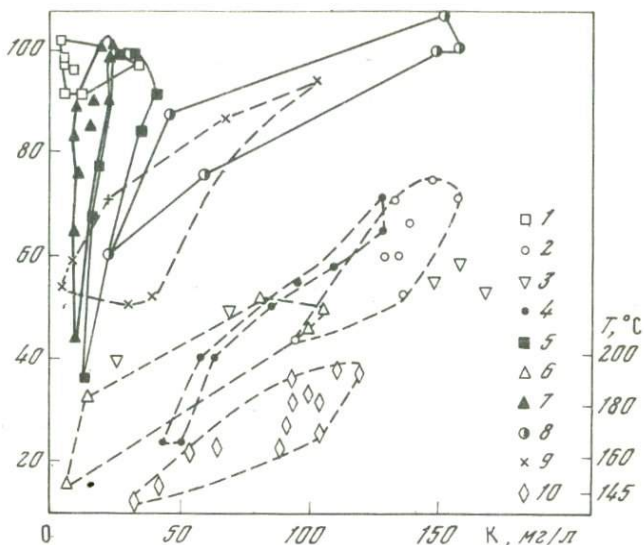


Рис. 9. Калиевый "термометр" хлоридно-натриевых гидротерм

1 - конденсаты хлоридно-натриевых гидротерм Верхне- и Нижне-Кошелевских источников (Южная Камчатка); 2 - Налачевские термы (Камчатка); 3 - источники вулкана Алаид (о-в Алаид); 4 - гидротермы кальдеры Узон (Камчатка, данные Г.Ф. Пилипенко, 1974); 5 - Киреунские термы (Камчатка, данные Т.П. Кирсановой, 1974); 6 - гидротермы хребта Тумрок (Камчатка, данные В.С. Петрова, 1970); 7 - Больше-Баннные источники; 8 - гидротермы района Бешпу (Япония; данные Matsubaya, Sakai, Kusachi, Satake, 1973); 9 - гидротермы Хаконэ (Япония; данные те же); 10 - гидротермы Паужетского месторождения (отобраны на изливе скважин, данные автора)

Зависимости содержаний щелочных металлов и кремнекислоты от температуры рассматриваются в качестве геохимических "термометров". На рис. 9, 10 показаны "К термометр" и "Na/K термометр" для высокотемпературных вод из буровых скважин Паужетки, Каверау (Новая Зеландия) и горячих источников различных районов Камчатки и Японии. Удовлетворительная зависимость концентраций от температуры видна только для высокотемпературных растворов или связанных с источником высоких температур на глубине.

Калиевый термометр, как показывает рис. 9, может быть реализован только для существенно хлоридных вод потенциально высокой температуры (150-200°C) в пластовых (резервуара) условиях, таких, как термы Паужетки, глубинные воды кальдеры Узон, гидротермы Бешпу (Центральный Кюсю, Япония) и Хаконэ (Центральный Хонсю, Япония). Горячие конденсаты хлоридно-сульфатного типа Кошелевской гидротермальной системы с минерализацией 150-700 мг/л, воды Больше-Банного месторождения и Киреунские ис-

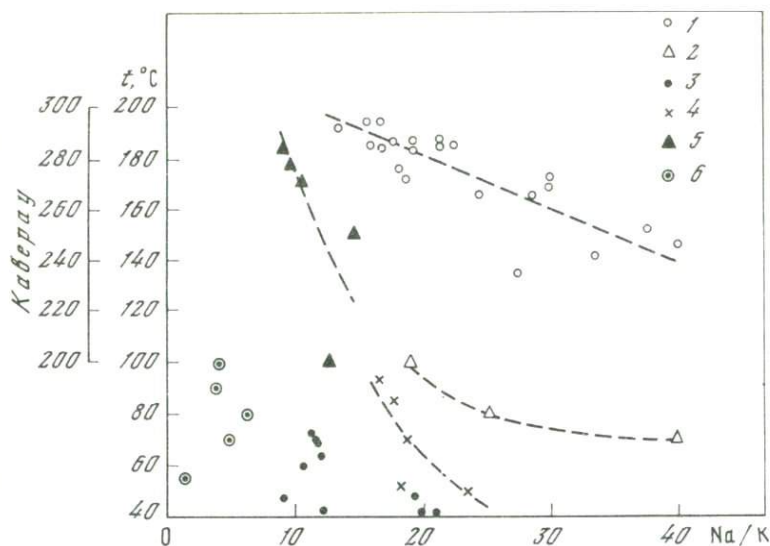


Рис. 10. Na/K "термометр" хлоридно-натриевых гидротерм

1 - гидротермы Паужетского месторождения (отобраны на изливе скважин, температура водоносного пласта; данные В.М. Сугрובה, 1965 и автора); 2 - воды из естественных источников Паужетского месторождения (данные автора); 3 - источники Налачевские, Сивучинские, вулкан Алайд, кальдера Узон (данные автора); 4 - гидротермы Хаконэ (Япония, данные Matsubaya, Sakai, Kusachi, Satake, 1973); 5 - гидротермы Каверау из скважин (Новая Зеландия; данные А.Дж.Махона, 1965); 6 - конденсаты паужетских гидротерм (данные автора)

точники, а также все первичные и вторичные конденсаты с низкой минерализацией характеризуются отсутствием корреляции содержания калия с температурой.

Аналогичное распределение обнаруживает и отношение Na/K. Большинство горячих поверхностных вод, принадлежащих к типам конденсатов с температурой до 100°C на площади Паужетской гидротермальной системы, имеет величины Na/K отношения значительно более низкие, чем глубинные воды на изливе скважин (рис.10). В то же время величины Na/K отношений в хлоридно-натриевых источниках с температурой 70-100°C (табл. 4, источники 6050, 830, 831) равны величинам отношений в глубинных гидротермах на изливе скважин.

Ellis и Machon (1967) связывают с распределением отношения Na/K и концентрацией кремнекислоты возможности глубинной термометрии.

С помощью регрессионного анализа удается установить эмпирическую зависимость между температурой гидротерм, Na/K отношением (атомным) и концентрацией Li (мг/л). Например, для Пау-

жетских термальных вод такая зависимость выражается уравнением регрессии вида

$$t^{\circ}\text{C} = 122,23 + (\text{Na}/\text{K}) 0,106 + C_{\text{Li}} 16,667.$$

Средние отклонения рассчитанных температур от измеренных составляют в большую сторону $+6,8^{\circ}\text{C}$, а в меньшую $-9,1^{\circ}\text{C}$, что вполне допустимо для количественной оценки новых геотермальных районов с проявлением гидротерм паужетского типа.

Повышение точности прогноза температуры требует получения громоздкого по структуре уравнения регрессии, включая квадратичную и кубическую части уравнения. Полученное уравнение пригодно для расчетов температуры в следующих пределах значений переменных: Na/K отношения от 54 до 13 и концентраций лития от 2 до 6 мг/л.

Эмпирическое уравнение пригодно для оценки температуры в интервале от $140-150$ до $220-230^{\circ}\text{C}$.

В связи с интерпретацией количества кремнезема в качестве геотермометра дело обстоит более определенно. Распределение кремнекислоты в гидротермальных условиях. (в виде H_4SiO_4) не контролируется ни одним из обычных макрокомпонентов термальных вод и в то же время тесным образом связано с температурой.

Например, в результате обобщения 110 анализов термальных вод Камчатки, Японии, Новой Зеландии, США (Калифорния) и других областей методом иерархического кластер-анализа нами обнаружена тесная корреляционная связь (коэффициент корреляции $+0,55$) между температурой гидротерм и содержанием кремнезема независимо от нормального или логнормального распределения компонентов. В наиболее достоверном R-типе множественного корреляционного анализа (кружки и линии на рис. 11 отражают варианты группировки по тесноте корреляционных связей) кремнезем попадает в одну группу с натрием и хлором, имеющую очень слабую связь с группой других компонентов - сульфат-ион, фтор, калий, pH и бикарбонат-ион.

Аналогичную закономерную связь кремнекислоты с температурой мы получили и при физико-химическом моделировании хлоридно-натриевых систем в гидротермальных условиях. По данным табл. 4, концентрации кремнекислоты следующим образом зависят от температуры: до 150°C - $150-269$ мг/л, от 150 до 175°C - $219-375$ мг/л и от 175 до 200°C - $354-814$ мг/л H_4SiO_4 . Эти данные свидетельствуют о пересыщении паужетских гидротерм растворимым кремнеземом по отношению к растворимости аморфного кремнезема ($110-120$ мг/л) и α -кварца ($6-11$ мг/л) в воде в стандартных условиях.

Систематическое опробование ряда скважин на изливе позволило установить некоторые закономерности изменения состава хлоридно-натриевых вод во времени (табл. 5). Изменения состава гидротерм за прошедшие 14 лет привели к потере ими 25% хлора, 20% натрия, 35% калия и 39% кремнекислоты по отношению к 1961 г. Во-

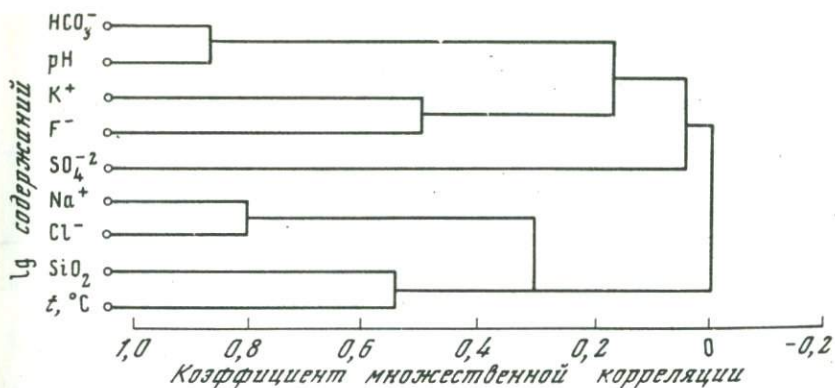


Рис. 11. Связи и корреляции между компонентами, pH и температурой в системе Na^+ , K^+ , Cl^- , F^- , SO_4^{-2} , HCO_3^- и SiO_2 для хлоридно-натриевых вод по данным 110 анализов гидротерм Камчатки (Паужетка, Узон, Долина Гейзеров), США (Калифорния), Япония (Бешу, Хаконэ, Мацукава), Новой Зеландии (Вайракей, Каверау, Бродлендс)

ды стали более сульфатными и менее щелочными (на изливе). Существенно возросло содержание бикарбонат-иона.

Данными изменения дебита и температуры воды на изливе скважины К-15 мы не располагаем, но по изменению Na/K -отношения можно судить об уменьшении температуры в водоносном горизонте от $170\text{--}180^\circ\text{C}$ в 1961 г. до $145\text{--}150^\circ\text{C}$ в 1974 г.

Обеднение вод хлором свидетельствует об уменьшении тепловой активности скважины К-15 или подтягивании вод третичных отложений из фундамента депрессии, обогащенных сульфат-ионом (Сугробов, 1965). По данным Н.Г. Сугробовой и В.М. Сугробова (1965), химический состав воды из скважины К-15 оставался в целом неизменным в 1962-1963 гг. за исключением скачкообразных изменений содержания кремниеслоты H_4SiO_4 от 310 до 370 мг/л.

Исследуя подобные явления по ряду других скважин, Н.Г. Сугробова и В.М. Сугробов (1965) приходят к выводу о влиянии депрессионной воронки на перетекание сульфатных гидротерм из песчаников третичного фундамента в водоносный горизонт паужетской толщи псефитовых туфов.

Таким образом, учитывая аналогичные данные Г.Е.К. Томпсона (1965) по долине гейзеров Вайракея (Новая Зеландия), можно полагать, что главной причиной изменения химизма Паужетских гидротерм служит бурение недр гидротермальной системы и их интенсивный эксплуатационный режим. При этом нельзя не учитывать возможность глубоких, но медленных естественных изменений режима недр.

Тип II гидротермальных растворов представлен существенно сульфатными и гидрокарбонатными водами – конденсатами, возникшими в трещинных зонах выше уровня дегазации хлоридно-натриевых терм,

Таблица 5

Изменение химического состава хлоридно-натриевых гидротерм в скважине К-15 за период с 1961 по 1974 г. (мг/л)

Дата отбора пробы	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	NH ₄ ⁺	Cl ⁻
9 янв. 1961 г.	8,2	944,8	50,7	44,4	3,5	0,4	1508,6
30 июля 1970 г.	8,2	890,0	64,0	57,0	-	0,6	1470,0
15 сент. 1972 г.	-	805,0	35,0	66,1	7,1	-	1231,6
28 авг. 1974 г.	7,15	780	32,0	84,6	0,4	1,0	1130,5

Таблица 5 (окончание)

Дата отбора пробы	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	H ₄ SiO ₄	Атомные отношения		Библиография
				Na:K	Ca:Mg	
9 янв. 1961 г.	78,9	7,3	356,7	31,6	7,6	Сугробов (1965)
30 июля 1970 г.	120,0	40,0	321,2	23,2	-	Данные автора
15 сент. 1972 г.	125,2	35,4	-	39,3	5,7	То же
28 авг. 1974 г.	286,4	60,0	219	41,4	140	"

в ряде случаев при смешения пара с холодными грунтовыми водами.

Рассматриваемые здесь воды представлены только конденсатами чистой линии. Наибольшая температура конденсатов зафиксирована на Восточно-Паужетском термопроявлении.

Выделяются два подтипа вод.

II А - сульфатно-хлоридные кальциевые или аммониевые

SO₄ 91,7 Cl 8,3

NH₄ 69 Ca 70 Na 28; pH 2,8-7,5, общая минерализация составляет

0,2–0,5 г/л; ПБ – гидрокарбонатно–сульфатные кальциевые
 $\text{HCO}_3^- 63,8 \text{ SO}_4^{2-} 26,9 \text{ Cl } 9,3$
Ca 90 NH₄6; рН 3–7; 0,2–0,5 г/л – общая минерализа-

ция. Сумма Са + Mg преобладает над щелочами. Постоянная доля хлоридно-натриевых вод. Отделение больших количеств сероводорода вместе с паром и последующее его окисление в зоне конденсации обуславливает высокую сульфатность конденсатов. Концентрация сульфата может быть еще выше, до 500 мг/л, при длительном барботировании скоплений конденсатов струями водяного пара, содержащими сероводород.

В отличие от хлоридно–натриевых гидротерм конденсаты обогащены тяжелыми металлами – цинком, свинцом, медью и золотом (табл. 3). Концентрирование цинка и свинца ранее уже описано И.А. Меняйловым, Л.М. Никитиной (1974), В.Д. Пампурой и В.М. Новиковым (1975) для термоявлений Камбального хребта.

Из данных табл. 3 следует, что в общем концентрирование цинка, свинца и меди обратно пропорционально величине отношения Cl/SO_4 .

В отношении золота характерна высокая степень его рассеяния в рассматриваемых типах вод, хотя значительные содержания этого металла ($2 \cdot 10^{-1}$ мг/л) обнаружены нами в аналогичных по генезису сульфатно–хлоридных гидротермах озера кратера Троицкого (М.Семячик). Это содержание превышает известные концентрации золота в гидротермах Новой Зеландии и Японии (Беплу). Однако внутри II типа вод четкой корреляции металлов с сульфатностью не наблюдается.

Реконструкция компонентных составов хлоридно-натриевых гидротерм методом физико-химического моделирования в пластовых условиях

В настоящее время разработаны (Карпов, Казьмин, 1972) и реализованы (Пампура, Карпов, Казьмин, 1975) методы физико-химического моделирования на ЭВМ равновесных многокомпонентных составов гидротермальных минералообразующих растворов посредством минимизации свободной энергии Гиббса.

Физико-химические модели, сущность которых изложена ниже, базируются на химических анализах, характеризующих состав хлоридно-натриевых гидротерм на изливе глубоких скважин, вскрывающих водоносный горизонт в различных температурных условиях (табл. 4).

Закономерности эволюции состава и свойств хлоридно-натриевых гидротерм Паужетской гидротермальной системы исследованы в температурном интервале 25–200°C и давлениях от 1 до 500 бар.

Данные химических анализов пересчитаны на мольные доли следующих компонентов: Na, Cl, Ca, C, S, Si, O и H, играющих определяющую роль в составе вод. Количества O и H вычислены с учетом того, что составы отнесены к 1 кг H_2O , содержащему 55,51 моля кислорода и 111,02 моля водорода. В соответствии с этим все мольные количества этих двух компонентов, получающихся при расчете таких "аналитических" соединений, как SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} или H_4SiO_4 , суммировались с числами 55,51 и 111,02 для кислорода и водорода соответственно. Результаты расчетов мольных количеств помещены в табл. 6.

При расчете составов вод в индивидуальных скважинах учитывались данные В.М. Сугрובה (1965) по содержанию CO_2 и H_2S в пластовых условиях (табл. 4).

Постановка задачи физико-химического моделирования поликомпонентной системы хлоридно-натриевого типа на основе метода минимизации свободной энергии.

Пусть система представлена вещественными переменными x_j , $j \in L$, где $L = 1, 2, \dots, m$ - конечное множество целых индексов. Разобьем L на $n(\Phi)$ подмножеств l_a , таких, что $U l_a = L$. Число индексов в каждом l_a обозначим через $n(l_a)$. Введем α определения.

$\Phi = \{1, 2, \dots, n(\Phi)\}$; $S1 = \{j/j \in I; x_j > \epsilon\}$; $S2 = \{j/j \in l_a; n(l_a) > 1; a \in \Phi\}$;

$S = S1 \cap S2$; $\hat{I} = \{j/j \in l_a; n(l_a) = 1; a \in \Phi\}$; $j = S \cup \hat{I}$;

в которых Φ - множество фаз мультисистемы (здесь будем рассматривать жидкость - воду с растворенными веществами, газ и твердые фазы - минералы); L, m - множество и число компонентов мультисистемы соответственно при условии, что стехиометрически одинаковые компоненты из разных фаз являются различными компонентами, например $H_2O_{\text{жидк}}$ и $H_2O_{\text{газ}}$ (здесь рассматривается система из 41 компонента, табл. 7); x_j - количество молей компонента j в мультисистеме; $n(l_a)$ - число компонентов j в фазе a ; $S1$ - подмножество тех компонентов мультисистемы, мольные количества которых превышают число $\epsilon > 0$; $S2$ - подмножество тех компонентов, которые принадлежат фазам, состоящим более чем из одного компонента; S - подмножество тех компонентов, количества которых в системе превышает число ϵ и относится к растворам; \hat{I} - подмножества компонентов, принадлежащих однокомпонентным фазам.

Из определения S и \hat{I} очевидно, что они включают фазы из Φ с $n(l_a) = 0$. Состав компонентов выразим линейно независимыми стехиометрическими единицами A_i , $i = 1, \dots, n$ (табл. 7). Учитывая электростатическую зарядность компонентов водного раствора, будем считать электрон стехиометрической единицей. Вектором $b' = (b_1, \dots, b_n)$ (верхний штрих обозначает транспонирование) обозначим общее число молей стехиометрических единиц A_i , $i = 1, \dots, n$ в моделируемой системе, при этом для электронов $b_e = 0$, так как раствор электро-нейтрален. Векторы b для гидротермальных растворов для каждой из скважин месторождения представлены в табл. 6. Введем симво-

Таблица 6

Векторы моделируемых составов Паужетских гидротерм
 количество молей на 1 кг H₂O)

Скважина	Na	Ca	Cl	S
K-1	0,0391	0,00130	0,0406	0,000827
K-2	0,0426	0,00130	0,0453	0,000817
K-4	0,0350	0,00105	0,0374	0,000765
K-5	0,0344	0,00157	0,0356	0,001370
K-6	0,0362	0,00192	0,0378	0,001540
K-7	0,0442	0,00105	0,0462	0,000944
K-8	0,0406	0,00130	0,0416	0,001210
K-9	0,0436	0,00140	0,0466	0,000847
K-10	0,0406	0,00130	0,0421	0,001100
K-11	0,0423	0,00110	0,0432	0,000866
K-12	0,0446	0,00162	0,0472	0,000877
K-13	0,0413	0,00125	0,0439	0,000921
K-14	0,0428	0,00130	0,0455	0,000992
K-15	0,0410	0,00110	0,0426	0,000850
K-16	0,0438	0,00135	0,0472	0,000914
K-17	0,0430	0,00137	0,0455	0,000919
K-18	0,0437	0,00135	0,0462	0,000839
K-19	0,0415	0,00110	0,0432	0,000820
K-20	0,0420	0,00135	0,0450	0,000909
K-21	0,0418	0,00117	0,0445	0,000887

Таблица 6 (окончание)

Скважина	C	Si	O	H
K-1	0,00095	0,00296	55,52456	111,02620
K-2	0,00081	0,00325	55,52633	111,02657
K-4	0,00082	0,00296	55,52400	111,02660
K-5	0,00065	0,00278	55,52530	111,02558
K-6	0,00077	0,00270	55,52610	111,02552
K-7	0,00157	0,00423	55,52940	111,02869
K-8	0,00079	0,00358	55,52720	111,02725
K-9	0,00050	0,00350	55,52500	111,02721
K-10	0,00103	0,00390	55,52860	111,02788
K-11	0,00134	0,00302	55,52540	111,02613
K-12	0,00120	0,00455	55,52960	111,02924
K-13	0,00098	0,00369	55,52650	111,02761
K-14	0,00121	0,00504	55,53310	111,03050
K-15	0,00125	0,00371	55,52720	111,02760
K-16	0,00116	0,00441	55,52310	111,02900
K-17	0,00173	0,00416	55,52950	111,02854
K-18	0,00099	0,00422	55,52820	111,02861
K-19	0,00040	0,00399	55,52640	111,02803
K-20	0,00157	0,00413	55,52830	111,02888
K-21	0,00044	0,00444	55,52800	111,02924

Расчет хлоридно-натриевой гидротермальной системы методом минимизации свободной энергии

Компонент	Стехиометрические коэффициенты независимых компонентов								z_i	$a_i^0 \cdot 10^8$	$-G_i$, кал/моль				
	Na	Ca	Cl	S	C	O	Si	H			200°C	150°C	100°C	50°C	25°C
	1	2	3	4	5	6	7	8			9	10			
Компоненты водного раствора															
Na ⁺	1	0	0	0	0	0	0	0	+1	4	67067	65338	64027	62985	62589
NaCl	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	97000	95063	94250	94000	93939
Ca ⁺²	0	1	0	0	0	0	0	0	+2	8	132741	131919	131705	131898	132180
HCl	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	32236	29986	27176	24266	23028
Cl ⁻	0	0	1	0	0	0	0	0	-1	3	30843	31603	31857	31635	31350
H ₂ S	0	0	0	1	0	0	0	2	0	0	13065	11036	9115	7372	6600
HS ⁻	0	0	0	1	0	0	0	1	-1	3,5	-1080	-1420	-1900	-2580	-2996
S ⁻²	0	0	0	1	0	0	0	0	-2	5	-25488	-23872	-22766	-22111	-21960
HSO ₄ ⁻	0	0	0	1	0	0	4	1	-1	4	184464	183514	182133	180738	180055
SO ₄ ⁻²	0	0	0	1	0	0	4	0	-2	4,5	173220	175508	176757	177357	177340
HSO ₃ ⁻	0	0	0	1	0	0	3	1	-1	4	129662	129119	127925	126706	125922
H ₂ SO ₃	0	0	0	1	0	0	3	2	0	0	140495	136640	132840	129776	128351
SO ₂ раст	0	0	0	1	0	0	2	0	0	0	77400	76172	75049	72905	71937
H ₂ CO ₃	0	0	0	0	1	0	3	2	0	0	158767	155808	152828	150160	148962
HCO ₃ ⁻	0	0	0	0	1	0	3	1	-1	4	141916	142012	141544	140805	140300
CO ₃ ⁻²	0	0	0	0	1	0	3	0	-2	4,5	117270	121324	123925	125742	126220
CO ₂ раст	0	0	0	0	1	0	2	0	0	0	96411	95435	94780	93082	92281
CO раст	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	32273	31337	30833	29325	28660
CH ₄ раст	0	0	0	0	1	0	0	4	0	0	999	982	1394	929	857
H ₄ SiO ₄	0	0	0	0	0	1	4	4	0	0	322595	319368	316425	313787	312567
OH ⁻	0	0	0	0	0	0	1	1	-1	3,5	34317	35861	36896	37482	37595
H ⁺	0	0	0	0	0	0	0	1	+1	9,0	1523	764	270	24	0
H ₂ O	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	60394	59196	58100	57126	56690
Газовая фаза															
CO ₂	0	0	0	0	1	0	2	0	0	0	101044	99559	98171	95546	94261
CO	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	38768	37583	36383	33968	32781
SO ₂	0	0	0	1	0	0	2	0	0	0	80049	78101	76283	73242	71750
SO ₃	0	0	0	1	0	0	3	0	0	0	97515	95366	93401	90236	88690
H ₂ S	0	0	0	1	0	0	0	2	0	0	14455	13070	11779	9253	8016
H ₂	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	3191	2748	2399	786	0
O ₂	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	6319	4980	3737	1232	0
CH ₄	0	0	0	0	1	0	0	4	0	0	17742	16585	15540	13247	12126
C ₂ H ₆	0	0	0	0	2	0	0	6	0	0	18098	15050	12101	9254	7870
C ₃ H ₈	0	0	0	0	3	0	0	8	0	0	17796	14133	10614	7241	5610
H ₂ O	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	60394	59196	58094	55776	54641

Таблица 7 (окончание)

Компонент	Стехиометрические коэффициенты независимых компонентов								z_i	$a_i^0 \cdot 10^8$	$-G_t$, кал/моль				
	Na	Ca	Cl	S	C	Si	O	H			200°C	150°C	100°C	50°C	25°C
	1	2	3	4	5	6	7	8			9	10			
Минералы															
α -кварц, SiO ₂	0	0	0	0	0	1	2	0	0	206888	206146	205483	204902	204644	
α -кристобалит, SiO ₂	0	0	0	0	0	1	2	0	0	206475	205711	205025	204420	204150	
Халцедон, SiO ₂	0	0	0	0	0	1	2	0	0	205795	204981	204245	203592	203298	
Кальцит, CaCO ₃	0	1	0	0	1	0	3	0	0	274806	273245	271825	270555	269980	
Арагонит, CaCO ₃	0	1	0	0	1	0	3	0	0	274348	272853	271493	270277	269727	
Сера, S	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1710	1135	619	195	0	
Графит, C	0	0	0	0	1	0	0	0	0	-358	-231	-123	-36	0	

Примечание. z_i - заряд; a_i^0 - множитель из уравнения Дебая-Хюккеля.

лы A_j , $j \in L$, обозначающие компоненты. Систему уравнений баланса масс системы с условием электронейтральности запишем в виде

$$\sum a_{ij} x_j = b_i, \quad j \in L, \quad i = 1, \dots, n, \quad (\text{II-1})$$

где $A = \| a_{ij} \|$, $i = 1, \dots, n$; $j = 1, \dots, m$ — матрица коэффициентов, показывающих число молей A_i (см. табл. 7) в одном моле A_j . Молярные количества компонентов не отрицательны

$$x_j \geq 0, \quad j \in L. \quad (\text{II-2})$$

Предполагается, что система (II-1) совместна и ранг A равен числу уравнений m .

Свободную энергию Гиббса мультисистемы (или ее изобарно-изотермический потенциал) при данных P и t запишем в виде функции

$$F^0 = F_1^0 + F_2 + F_3 + F_4 + F_5, \quad (\text{II-3})$$

где

$$F_1^0 = \sum g_j x_j, \quad j \in J; \quad F_2 = RT \sum x_j \ln N_j, \quad j \in S;$$

$$N_j = x_j / X_a, \quad j \in S; \quad X_a = \sum x_j, \quad j \in l_a \cap S, \quad a \in \Phi;$$

$$F_3 = RT \sum x_j \ln \gamma_j, \quad j \in J; \quad F_4 = \sum x_j (G_t^0 - G_{298}^0)_j;$$

$$F_5 = \sum x_j (G_{t,p}^0 - G_p^0)_j,$$

здесь g_j — неизвестное значение изобарно-изотермического потенциала 1 моля при 298 К и 1 атм; γ_j — коэффициент активности A_j при соответствующем выборе стандартного состояния; $(G_t^0 - G_{298}^0)_j$ — приращение изобарно-изотермического потенциала A_j в интервале 298 К и 1 атм; $(G_{t,p}^0 - G_p^0)_j$ — приращение изобарно-изотермического потенциала A_j в интервале от $P = 1$ атм до P бар при T, K .

Для нахождения равновесного состава гидротермальной системы необходимо найти минимум функции (II-3) при данных P, t и ограничительных условиях (II-1) и (II-2). Для этого заменим значения g_j на стандартные изобарно-изотермические потенциалы образования компонентов системы A_j из простых веществ, что дает при минимизации один и тот же результат.

В практических расчетах вместо функции (II-3) используется

$$G = \sum g_j x_j + RT \sum x_j \ln N_j + RT \sum_{j \in J} x_j \ln \gamma_j, \quad (\text{II-4})$$

где $g_j = (\Delta G_{298}^0)_j + (G_t^0 - G_{298}^0)_j + (G_{t,p}^0 - G_{t,p=1}^0)_j$.

Значения функций G_t главных компонентов водных растворов в интервале 25–300°C табулированы в работе И.К. Карпова, А.И. Киселева, Ф.А. Летникова (1971). Величины G_t для минералов и газов взяты из этой же работы.

В результате решения задачи минимизации функции F^0 определяется равновесный компонентный состав гидротермальной системы,

Таблица 8

Расчет газовой системы воздуха методом минимизации свободной энергии

Газы	Матрица A					
	C	O	N	H	Ar	He
CO ₂	1	2	0	0	0	0
O ₂	0	2	0	0	0	0
N ₂	0	0	2	0	0	0
CO	1	1	0	0	0	0
H ₂ O	0	1	0	2	0	0
H ₂	0	0	0	2	0	0
CH ₄	1	0	0	4	0	0
Ar	0	0	0	0	1	0
He	0	0	0	0	0	1
Химический состав атмосферного воздуха (вектор b)	0,01045	8,0886	26,9678	1,6666	0,3204	0,0006
t, °C	Результаты расчета химических потенциалов					
25°	-164,9439	-0,807	-0,1518	-47,2514	-4,0432	-10,3236
50°	-152,7182	-1,7689	-0,1518	-44,0880	-5,4908	-11,6919
100°	-133,2000	-3,3295	-2,5084	-39,0519	-7,8422	-13,9168

а также двойственное решение: химические потенциалы независимых компонентов (в нашем случае Na, Ca, Cl, S, C, Si, O и H) – вектор $U' = (U_1, \dots, U_n)$. По U' легко определить Eh раствора:

$$Eh = \frac{46690 \cdot 2}{4 \cdot 23062} + 4,96 \cdot 10^{-5} t \lg f_{O_2} - 19,84 \cdot 10^{-5} T \text{ pH.}$$

Здесь $\lg f_{O_2} = 0,868 U_O$; U_O – химический потенциал кислорода; t – в К. Коэффициенты активности γ_j подсчитываются по уравнению Дебая–Хюккеля, модифицированному Хельгесоном по специальной процедуре, включенной в программу "Селектор".

При расчете модели открытой системы вначале вычисляются химические потенциалы вполне подвижных компонентов атмосферы (CO₂, O₂ и т.д., табл. 8). Вектор химического состава атмосферы рассчитан на основании данных Б.А. Миртова (1963) о ее газовом составе. Для веществ, содержащих определенное молярное количество вполне подвижного компонента (CO₂ или O₂), вычисляется потенциал Коржинского (G_t^k), который равен термодинамическому потен-

$-G_t$, кал/моль			$-G_t^k$, кал/моль		
25°C	50°C	100°C	25°C	50°C	100°C
94261	95546	98171	98687,73	100343	103709
0	1232	3737	959,24	2272	4934
0	0	3495			
32781	33968	36383			
54641	55776	58094			
0	786	2399			
12126	13247	15540			
0	929,6	2817			
0	878,7	2664			

циалу Гиббса минус скалярное произведение вектора химических потенциалов вполне подвижных компонентов на вектор их мольных количеств (Карпов, 1972).

На практике $G_t^k = G_t - (U_{CO_2}) A_2$, где $G_t = \Delta G_{f298}^0 + (G_t^0 - G_{298}^0) + (G_{t,p}^0 - G_{t,p=1}^0)$. Например, если химический потенциал CO_2 при 25°C равен $-98687,73$ кал/моль, то G_{25}^k для H_2CO_3 равен $-148962 - (-98687,73) \cdot 1 = -50274$ кал/моль.

Все вычисления выполнены программой "Селектор" на ЭВМ БЭСМ-6. В программе "Селектор" реализован комбинированный алгоритм "Наискорейший спуск-Вайт", обобщенный на мультисистемы (Карпов, Казьмин, Халиуллина, 1973).

Результаты моделирования. Составы современных гидротерм на поверхности не идентичны таковым на глубине в пластовых условиях при повышенных температурах и давлениях в результате дегазации (вскипания), охлаждения и взаимодействия с углекислотой и кислородом атмосферы. Поэтому важно получить адекватную информацию об истинном составе гидротермальных растворов, их физико-химических свойствах в глубинных P-T условиях и эволюции растворов в температурном поле при движении из водоносных горизонтов к поверхности Земли.

Физико-химическая модель эволюции хлоридно-натриевых гидротерм паужетского типа реализована при следующих условиях: 1) гидротермальная система закрыта при температурах 200, 150 и 100°C и открыта по отношению к CO_2 атмосферы при 98, 50 и 25°C; 2) водный раствор и газовая фаза находятся под давлением насыщенного пара для чистой воды с учетом относительно низкой кон-

центрации NaCl и других солей в гидротермах; 3) из растворов могут выпадать твердые фазы – минералы, потенциально равновесные с хлоридно-натриевыми гидротермами паужетского типа – α -кварц, α -кристобалит, опал (халседон), кальцит, арагонит и сера; 4) растворы не взаимодействуют с боковыми породами.

Схема моделирования равновесного состава системы строилась следующим образом.

По исходным векторам b составов термальных вод (табл. 6) с учетом количеств растворенных газов CO_2 и H_2S в пластовых условиях осуществлялась реконструкция равновесных составов гидротерм (как закрытой системы) при 200°C и давлении насыщенного пара. Полученные в результате расчетов равновесные составы пересчитывались на новые исходные векторы и вновь моделировались равновесные составы уже при температуре 150°C и соответствующем давлении насыщенного пара. Для закрытой системы подобная ступенчатая операция моделирования осуществлялась до 25°C и давлении 1 атм. В случае открытой системы начиная с 98°C расчеты проводились с учетом химических потенциалов углекислого газа атмосферного воздуха при 100 , 50 и 25°C в соответствии с изложенной выше методикой. Эволюцию компонентных составов удобно всего рассмотреть на примерах кислой и щелочной ветвей гидротермальных растворов (рис. 12).

Кислотность растворов и их окислительно-восстановительный потенциал E_h существенно изменяются с понижением температуры прежде всего в условиях закрытой системы. Даже сравнительно небольшие различия химического состава гидротерм, имеющих при 200°C близкие значения кислотности в процессе охлаждения, приводят к существенной разнице в значениях pH (рис. 12). Например, растворы из скважин К-4 и К-19 при 200°C отличаются на единицу, а уже при 100°C – на две единицы pH; растворы из скважин К-2 и К-8 при 200°C различаются на три единицы pH, а при остывании до 50°C эта разница возрастает до пяти единиц pH. Общая закономерность изменения кислотности в условиях равновесия сводится к сближению уровня кислотности с повышением температуры до 200°C у различных по исходному составу гидротермальных растворов. При этом у растворов щелочной ветви pH понижается, а у растворов кислой ветви – возрастает (рис. 12). Подобная дифференциация гидротерм по кислотности в закрытых условиях может быть еще более контрастной, как это демонстрируется на примерах гидротерм Узона (В-2), Киреунских источников (В-3), источника Селфосс (Исландия, В-4), терм Мацукава (Япония, В-6) и Норриш (США, В-7) (рис. 13).

Взаимодействие гидротермальных растворов с CO_2 воздуха в открытых системах во всех случаях приводит к скачкообразному возрастанию pH до 8–9, тем самым нивелируя различия в кислотности терм в пластовых условиях (рис. 16, 17). Расчеты потенциала E_h позволили установить его закономерное снижение с возрастанием температуры и кислотности гидротерм от +0,01 до -0,28 (сква-

Рис. 12. Эволюция компонентных составов хлоридно-натриевых гидротермальных растворов щелочной (I) и кислой ветви (II) в закрытых условиях при охлаждении растворов от 200 до 25°C (M - моляльность, моль/кг H₂O)

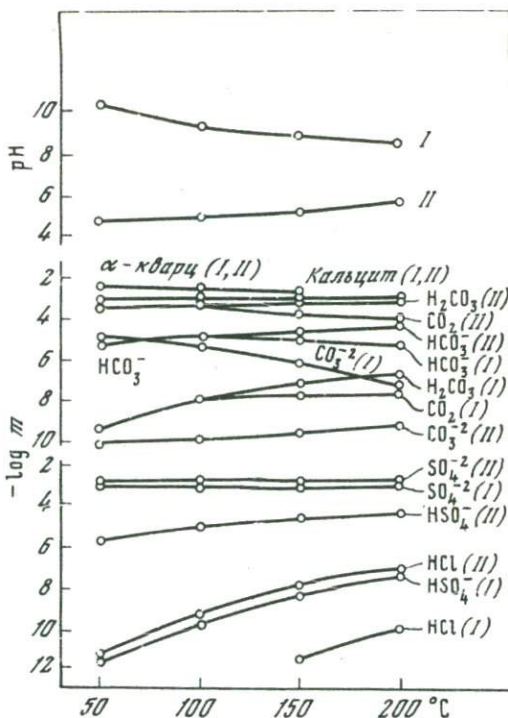
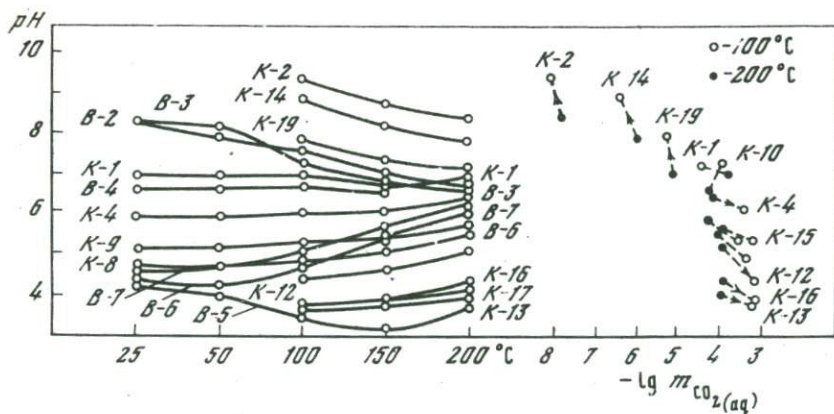


Рис. 13. Изменение кислотности-щелочности гидротермальных растворов в зависимости от температуры и концентрации растворенной CO₂

К-2 - К-20 - номера скважин Паужетской системы; В-2 - Узон, В-3 - Киреунские термы, В-4 - источники Селфосс (Исландия), В-6 - Мацукава (Япония); В-7 - Норриш (США)



жина К-13). Линейная зависимость между pH и Eh отчетливо проявляется с температуры 70-80°C (рис. 14).

Общая карбонатность гидротерм щелочной ветви определяется равновесной концентрацией HCO_3^- , а кислой ветви - концентрациями H_2CO_3 и растворенной CO_2 . С повышением температуры щелочные термы эволюционируют в сторону уменьшения равновесных концентраций CO_3^{2-} и HCO_3^- , при этом возрастают содержания H_2CO_3 и растворенной CO_2 для закрытой системы (см. рис. 12). Равновес-

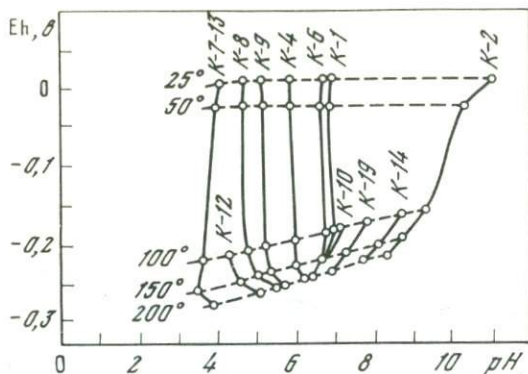


Рис. 14. Зависимость между pH и Eh гидротермальных растворов в температурном интервале 25–200°C; К-2 – К-20 – номера скважин

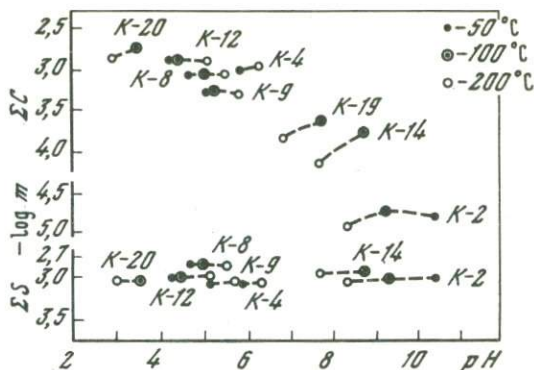
ная концентрация растворенной CO_2 , равно как и общая карбонатность (ΣC) гидротерм, определяют их кислотность. Такая зависимость показана на рис. 13 и 15. Изменение равновесных концентраций CO_2 от $2 \cdot 10^{-8}$ до $9 \cdot 10^{-4}$ моля/кг H_2O соответствует изменению кислотности растворов от 9,3 до 3,6 единицы pH. Охлаждение гидротерм щелочного состава скважины (К-2, К-14, К-19, рис. 16, а) до 100°C, сопровождающееся даже незначительным уменьшением растворимости углекислоты, приводит к возрастанию их щелочности. Однако в подавляющем большинстве случаев растворимость CO_2 существенно возрастает при охлаждении растворов от 200 до 100°C с повышением их общей карбонатности и кислотности (рис. 13).

В процессе эволюции состава гидротерм при охлаждении в условиях открытой системы равновесные концентрации карбонатных компонентов испытывают скачкообразные изменения, синхронные с изменением параметров pH и Eh. Независимо от исходного состава терм концентрации HCO_3^- и CO_3^{2-} возрастают, происходит (рис. 16, 17) бурное выпадение кальцита и арагонита и скачкообразно падает содержание кальция. При этом растворы приобретают близкий к нулевому потенциал Eh.

Содержание серы на всех уровнях эволюции хлоридно-натриевой гидротермальной системы определяется количеством сульфат-иона. Равновесные содержания сульфат-иона в различных по компонентному составу термах часто близки (рис. 12). В отличие от карбонатных ионов концентрации валовой серы (ΣS) не связаны с уровнем кислотности-щелочности гидротерм как в закрытых, так и в открытых условиях (рис. 15).

Равновесные концентрации остальных ионов серы распределены следующим образом (M – моляльность): HSO_4^- – $4 \cdot 10^{-8}$ – $5 \cdot 10^{-4}$; H_2SO_3 – 10^{-16} – 10^{-7} ; HSO_3^- – 10^{-14} – 10^{-8} ; H_2S – 0 – $2 \cdot 10^{-4}$; HS^- – $9 \cdot 10^{-8}$, S^{2-} – 0 – 10^{-10} . Сероводород и сульфидная сера присутствуют лишь в гидротермах кислой ветви. По мере охлаждения растворов концентрации H_2S и S^{2-} закономерно возрастают, а

Рис. 15. Зависимость между pH гидротермальных растворов, карбонатностью (ΣC) и валовым содержанием серы (ΣS)



количества HSO_4^- , H_2SO_3 и HSO_3^- — убывают. Открытая система полностью теряет гидросульфатные и гидросульфитные ионы (рис. 16, 17). Присутствие растворенного SO_2 не обнаружено ни в одном из модельных составов.

Соединения хлора представлены NaCl , HCl и ионом хлора, равновесные концентрации которого колеблются от 0,0347 до 0,0454 моля/кг H_2O . Содержания NaCl и HCl ничтожны и составляют 10^{-10} — 10^{-3} моля/кг H_2O . Количество хлор-иона не претерпевают существенных изменений в открытых системах. Напротив, содержание HCl в процессе эволюции открытой системы, обогащенной углекислотой, резко падает в температурном интервале от 98 до 25°C (рис. 16, а). Концентрации NaCl при охлаждении гидротерм достигают минимума в интервале 100–150°C.

Кремнекислоты. Моделирование показало, что поведение кремнезема в хлоридно-натриевых гидротермах контролируется P-T условиями. Независимо от вариаций составов растворов и направленности их эволюции в открытой и закрытой системах равновесные концентрации кремнезема в форме H_4SiO_4 при данной температуре постоянны: 0,0001 при 25°C; 0,00023 при 50°C; 0,00083 при 100°C и 0,0021 M/кг H_2O при 150°C. В области 200°C происходит дифференциация равновесных содержаний кремнекислоты (от 0,0027 до 0,0045 моль/кг H_2O) в зависимости от кислотности растворов и их компонентного состава. В закрытой и открытой системах наблюдается выпадение α -кварца как в кислой, так и в щелочной ветвях гидротерм при охлаждении ниже 150°C. Увеличение общего давления в системе (до 500 бар) повышает растворимость α -кварца и уменьшает растворимость α -кристобалита при температуре около 100°C. При этом возрастает общее содержание кремнекислоты.

Газы, введенные в моделируемую систему, отсутствуют в решении в качестве фазы, так как при условиях численного эксперимента они оказались полностью растворенными.

Обсуждение результатов моделирования. Основным результатом моделирования является установление факта существенной эволюции гидротермальных хлоридно-натриевых растворов паужетского типа

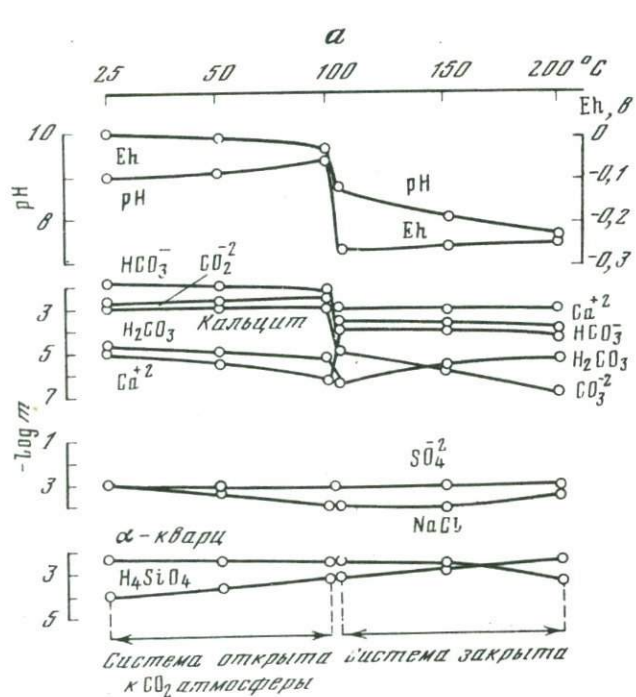
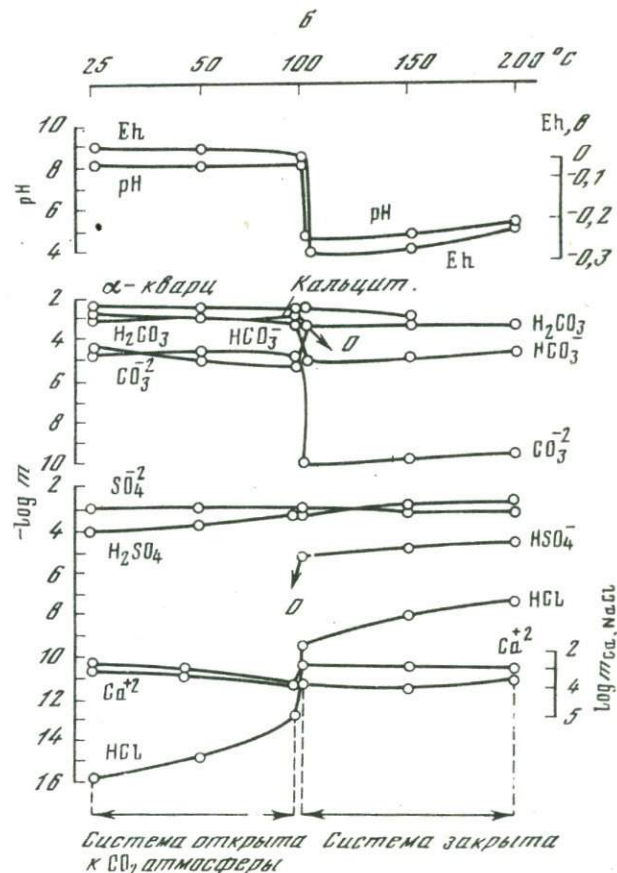


Рис. 16. Эволюция компонентного состава хлоридно-натриевых гидротермов в открытых условиях при их охлаждении от 200 до 25°C
а - щелочная ветвь (скважина К-14); б - кислая ветвь (скважина К-8)



в закрытой (пластовые условия) и открытой (субповерхностное вскипание) системах в процессе снижения температуры от 200°C до 25°C и давлении вдоль линии насыщенного пара (рис. 12, 16).

Дифференциация компонентных составов в пределах отдельных скважин Паужетского месторождения проявлена чрезвычайно глубоко по температурным ступеням. Например, при температурах 100, 150 и 200°C рН изменяется на 3–4 порядка, концентрации растворенной углекислоты – на 4 порядка, карбонат-иона – на 4 порядка, сульфат-иона – в 3 раза, кремнекислоты – в 2 раза, иона кальция – в 6,2 раза и т.д.

Вначале произведем оценку сравнения результатов физико-химического моделирования с известными экспериментальными данными о составе и свойствах гидротермальных растворов в глубинных условиях на примере скважины К-8 (Карпов, 1970).

При рассмотрении и сопоставлении результатов экспериментального и теоретического методов следует указать, что условие закрытой системы в ходе экспериментов не соблюдалось, как это следует из описания методики. При отборе проб воды в специальные емкости с целью последующего анализа (в воздушной среде), а также при вводе достаточно длинного зонда в скважину исследуемая система соприкасалась с атмосферой. Следствием этого является повышенная щелочность растворов, близкие к нулевым значения потенциала E_h , в особенности при 149°C , и повышенные концентрации карбонатных ионов. Тем не менее общие качественные изменения компонентного состава гидротерм, их рН и E_h совершенно идентичны. Характерно резкое возрастание щелочности растворов в открытой системе на изливе скважины. Здесь экспериментальное (рН 8,2) и модельное (рН 8,28) значения рН очень близки. Существенно резкое увеличение равновесной концентрации карбонат-иона.

Присутствие в моделях гидрокарбонатного иона связано с условиями построения модели, учитывающими наличие растворенной углекислоты в равновесии с воздушной углекислотой, как этого требуют идеальные условия равновесной открытой системы.

Предположения о распределении кислых и слабокислых высокотемпературных гидротерм в пластовых условиях в юго-восточной части Паужетского месторождения (Сугробов, 1965) полностью подтверждаются результатами физико-химического моделирования.

Гидрогеологические и геотермические исследования Паужетской гидротермальной системы указывают, что ее юго-юго-восточная и центральная части являются областью потока наиболее высокотемпературных термальных вод, нагретых свыше 200°C . По данным гидрохимического опробования эта область терм характеризуется высоким содержанием хлора, углекислоты, кремнекислоты и щелочей.

На базе данных моделирования эволюции гидротерм в тепловом поле под давлением насыщенного пара показано, что область потока высокотемпературных гидротерм характеризуется повышенными равновесными концентрациями углекислоты, кремнекислоты, максималь-

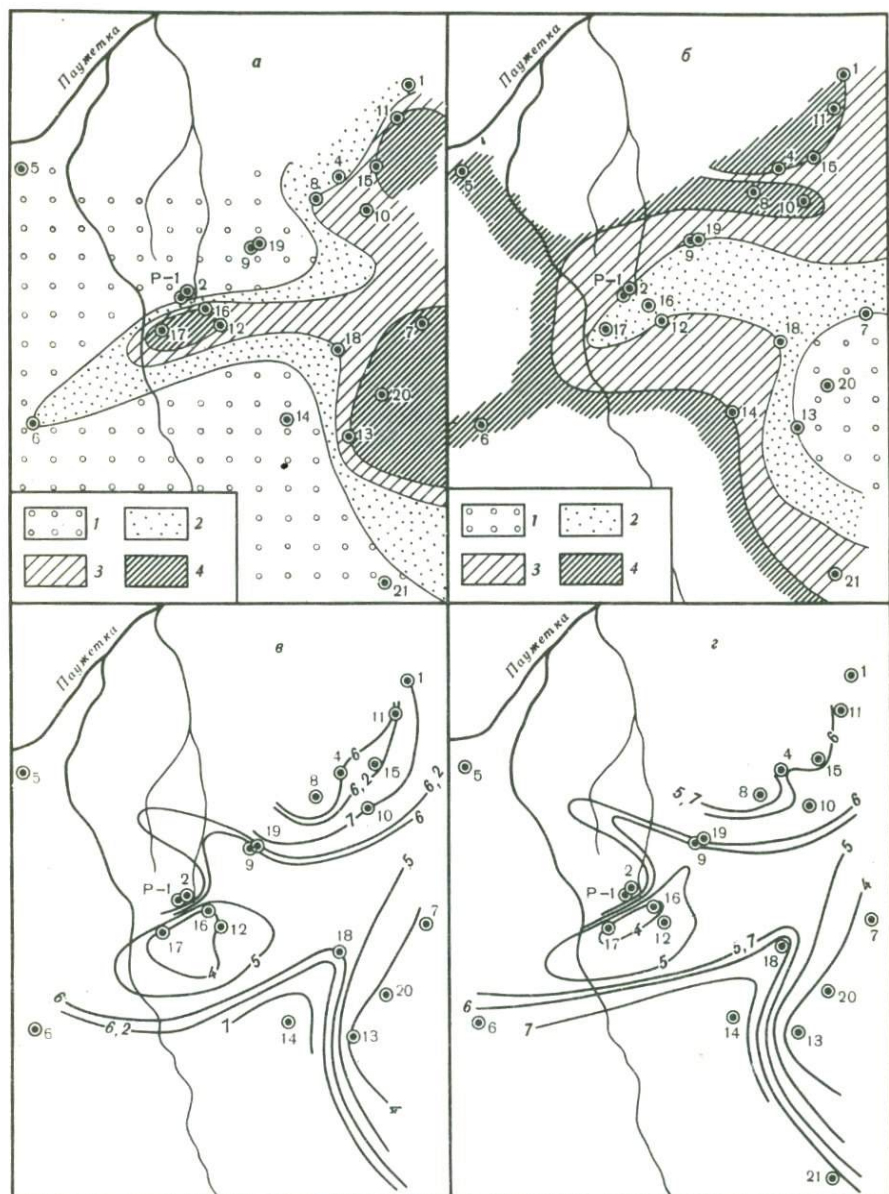


Рис.17. Изменение компонентного состава Паужетских гидротерм в пластовых условиях

а - распределение растворенной CO_2 при 150°C в молях/кг H_2O : 1 - $7 \cdot 10^{-5}$; 2 - $7 \cdot 10^{-5} - 1,5 \cdot 10^{-4}$; 3 - $1,5 \cdot 10^{-4} - 2 \cdot 10^{-4}$; 4 - $> 2 \cdot 10^{-4}$; 5 - скважины; б - распределение сульфат-иона при 150°C в молях/кг H_2O : 1 - $6 \cdot 10^{-4}$; 2 - $6 \cdot 10^{-4} - 8 \cdot 10^{-4}$; 3 - $8 \cdot 10^{-4} - 10^{-3}$; 4 - $> 10^{-3}$; 5 - скважины; в - распределение pH при 100°C ; г - распределение pH при 150°C

но низкими концентрациями $\text{SO}_4^{-2} = 0,0003 - 0,0005$ моля/кг H_2O , появлением в составе терм растворенного сероводорода. Кислотность вод этой области максимально высокая (3,5 - 5,5) и наиболее низкий окислительно-восстановительный потенциал - 0,25-0,28 в (рис. 18). На периферии и за пределами потока наиболее нагретых гидротерм концентрации CO_2 значительно уменьшаются, а сульфат-иона - существенно возрастают.

В связи с тем, что равновесные компонентные составы гидротерм в субповерхностных условиях открытых систем резко отличаются от глубинных закрытых условий, карты глубинных срезов на уровнях максимальных температур могут служить дополнительной прогнозной информацией как о физико-химическом режиме, так и о направлении коренных потоков гидротерм. В дальнейшем построение таких модельных прогнозных карт должно базироваться на возможно большем объеме информации о компонентном составе гидротермальных растворов с учетом буферного влияния вмещающих пород.

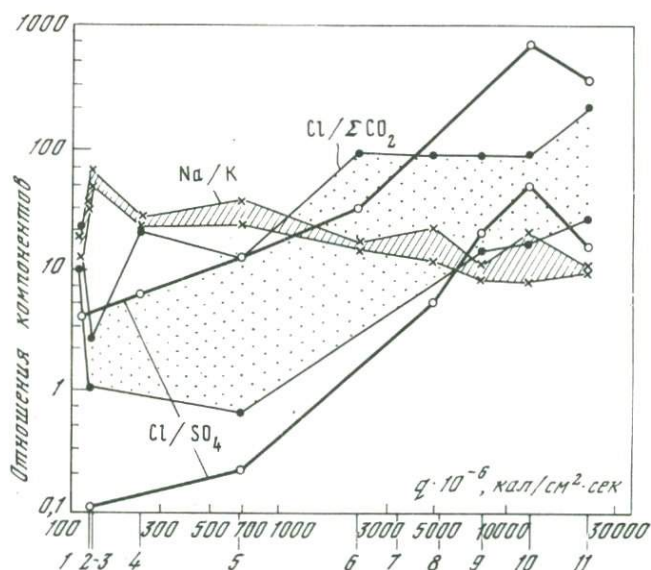


Рис. 18. Изменение химического состава термальных вод хлоридно-натриевого типа в зависимости от теплового питания гидротермальных систем

Цифрами 1-11 обозначены гидротермальные системы: 1 - Икстлан-де-лос-Эрворес (Мексика); 2 - Больше-Банная (Камчатка); 3 - Паратунская (Камчатка); 4 - Киреунские термы (Камчатка); 5 - Питателевские термы (Забайкалье); 6 - Рогокава (Новая Зеландия); 7 - Каверау (Новая Зеландия); 8 - Паужетка (Камчатка); 9 - Вайракей и Вайотапу (Новая Зеландия); 10 - Бродлендс (Новая Зеландия); 11 - Узонская (Камчатка)

Отношения компонентов даны для атомных количеств

Направленность геохимической эволюции гидротермальных систем

Рассмотренные выше многочисленные примеры прямой связи между химическим составом гидротерм и их тепловыми характеристиками (тепловой мощностью и градиентом температуры) образуют совокупность закономерных явлений.

Действительно, обобщение данных по химическому составу, зональности и тепловой структуре месторождений современных гидротерм в кайнозойских складчатых областях указывает нам на то, что они (гидротермы) составляют единый эволюционный ряд от хлоридных натриевых до углекислых гидрокарбонатных кальциевых вод. В этом же направлении ряда наблюдается снижение базовой температуры термальных вод от 200–300 до 30–40°C и величины удельного теплового потока, слагающейся из конвективной составляющей, разгрузки горячих вод, фумарол, паровых струй и испарения с поверхности гермопроявлений.

Наиболее мощные тепловые потоки связаны с проявлениями, главным образом, хлоридно-натриевых гидротерм в вулканотектонических депрессиях неоген-четвертичного возраста Камчатки (кальдера Узон – $44150 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек), Новой Зеландии (Вайракей, Карапиги – $28000 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек), Мексики, а также сульфатно-хлоридных "береговьях" терм Японии и Курильских островов (табл. 1). Большинство геохимических характеристик термальных вод связано с тепловым питанием. При этом наблюдается существенное изменение масс и отношений главных компонентов гидротерм – хлора, сульфатов, щелочей и углекислоты, как это показано на рис.17,а. Хлорсульфатное отношение возрастает прямо пропорционально удельному тепловому потоку за счет существенного увеличения хлора. Хлоркарбонатное отношение увеличивается с ростом теплового потока и базовых температур в полном соответствии с уменьшением общей растворимости углекислоты.

В пластовых условиях насыщенность флюидов углекислотой определяется концентрациями H_2CO_3 и CO_2 , растворимость которых в свою очередь определяется температурой, давлением и содержанием "высаливающих" компонентов, таких, как NaCl, CaCl, Na_2SO_4 и т.д. Однако количество растворенных солей-хлоридов и сульфатов составляет десятые доли моля на 1 кг воды, практически не влияя на растворимость углекислоты.

Общее давление в недрах современных гидротерм не достигает 200 бар – точки инверсии растворимости углекислоты как функции температуры в системе соль-углекислота-вода. В этих условиях при снижении давления растворимость углекислоты возрастает обратно пропорционально температуре. Подобное изменение растворимости углекислоты установлено экспериментальными исследованиями С. Такеноучи, Дж. К. Кеннеди, А. Дж. Эллиса, Р.М. Голдинга и С.Д.Малинина.

При остывании гидротермальных растворов в процессе движения их в неоднородном тепловом поле изменяется качественный состав карбонатных компонентов и существенно возрастает растворимость углекислоты. Физико-химическое моделирование равновесных компонентных составов системы $\text{CO}_2 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$, по данным С. Таке-ноучи и Дж. К. Кеннеди, показало, что, например, при давлении 100 бар и концентрации NaCl 1,092 моль/кг H_2O растворимости CO_2 и H_2CO_3 равны: при 150°C $\text{CO}_2 - 0,12$, $\text{H}_2\text{CO}_3 - 0,46$ моль/кг H_2O ; при 300°C $\text{CO}_2 - 0,00007$ и $\text{H}_2\text{CO}_3 - 0,2$ моль/кг H_2O .

Таким образом, температурный фактор закономерно определяет содержание углекислоты, а следовательно, и хлоркарбонатное отношение для различных по тепловой мощности гидротермальных систем. Тенденция уменьшения Na/K отношения связана с ростом содержания калия в растворах энергетически более мощных систем. Редкие щелочные элементы – литий, рубидий, цезий – а также количество стронция и кремнезема в термальных водах убывает по мере снижения их температуры и тепловой энергии недр.

Становится ясным, что прекращение действия теплового источника или его ослабление в силу различных причин стимулирует постепенное коренное химическое перерождение гидротермальных растворов во всем объеме системы. Этот процесс в условиях открытой системы по отношению к воздушной среде (тепловому и химическому буферу) протекает скачкообразно на уровне дегазации или начала вскипания гидротерм.

Геологические условия формирования субповерхностных термопроявлений Паужетской гидротермальной системы

Под субповерхностными термопроявлениями здесь и далее понимаются участки гидротермальных систем, имеющие сообщение с земной поверхностью в виде очагов разгрузки термовыводящих структур.

Субповерхностные термопроявления Паужетской гидротермальной системы систематически не описаны, а геологические сведения о них рассеяны в многочисленных статьях и других публикациях, касающихся вопросов геологии и генезиса как собственно гидротермальных систем, так и термальных вод Камчатки вообще. Однако субповерхностные термопроявления представляют собой исключительно важные объекты для детального режимного изучения современных процессов гидротермального минералообразования.

Выходы субповерхностных термопроявлений приурочены к северо-западному склону Камбального хребта (рис. 19) и образуют так называемую Северную группу термальных полей. Согласно описаниям гидротермальная деятельность в районе Камбального хребта сосредоточена в осевой его части на высоте от 300 до 1000 м. Здесь наблюдается 10–12-километровая полоса выходов паровых струй с суммарным дебитом 10 кг/сек. На продолжении Северной термальной

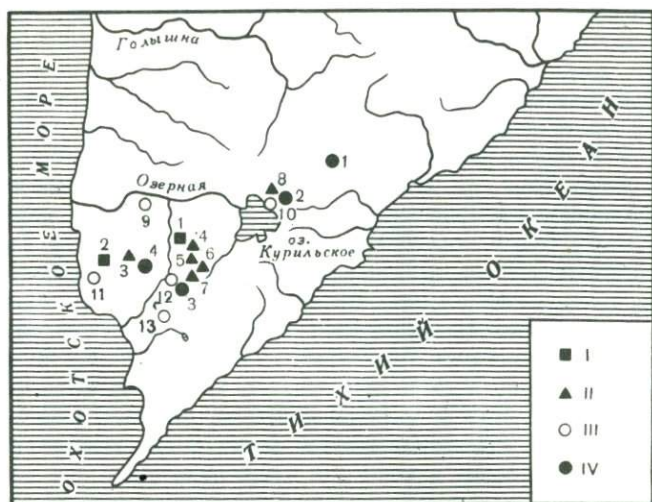


Рис. 19. Термопроявления Паужетского района (Южная Камчатка)

I - месторождения гидротерм и перегретого пара: 1 - Паужетское, 2 - Нижне-Кошелёвское; II - парогазовые струи и субповерхностные термопроявления: 3 - Верхне-Кошелёвские, 4 - Восточно-Паужетские, 5 - Северо-Камбальные, 6 - Восточно-Камбальные, 8 - Ильинские; III - источники: 9 - Озерновские, 10 - Курильские, 11 - Сивучинские, 12 - Медвежьи, 13 - Тепловские; IV - вулканы: 1 - Желтовский, 2 - Ильинский, 3 - Камбальный, 4 - Кошелева

зоны (рис. 19) в северо-западной части хребта на отметке 300 м располагается Восточно-Паужетское термальное поле, послужившее главным объектом исследований. Далее у северо-западного подножия хребта располагаются кипящие Паужетские источники с температурой до 200°C на глубине.

Термопроявления субповерхностного типа, подобные Восточно-Паужетскому, Северо-Камбальному, Южно-Камбальным паровым струям и т.д., характеризуются наличием парогазовых струй, подъем которых осуществляется по зонам смятия и трещиноватости пород, фиксирующимся вдоль оси Камбального хребта. Источником таких парогазовых струй является вместилище высокотермальных вод хлоридно-натриевого типа с температурой до 200°C, которым служит толща псефитовых туфов Паужетской вулканотектонической депрессии. Толща псефитовых туфов перекрывается чехлом плотных алевропелитовых и алевропсаммитовых туфов, служащих водоупором для высокотемпературных вод. Породы водоупора близ выходов паровых струй нарушены трещинной тектоникой. В пределах термопроявлений выходы пара и горячих конденсатов линейно вытянуты и маркируют, таким образом, простирание трещинных зон. Как указывают В.В.Аверьев и В.И.Белоусов, для проявления парогидротермальной деятельности

ти решающее значение имеет количество первичного пара по отношению к массе холодных вод. Существование вторичных паровых струй возможно лишь при отношении количества первичного пара к массе холодных вод 1:6. Это условие выдерживается в полосе субповерхностных термопроявлений северо-западного склона Камбального хребта.

Паровые струи субповерхностных термопроявлений состоят из водяного пара с примесью углекислоты, азота, сероводорода, аммиака, аргона, гелия и других газов и характеризуются температурой 97–98°C на выходе. Вмещающие породы в районах выходов струй пара и конденсатов превращены в аргиллиты преимущественно каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава.

Прежде чем перейти к характеристике исследованных термопроявлений, остановимся на методах наблюдений и сбора полевых материалов.

Выбранные термопроявления, а именно Верхнее термальное поле, Восточно-Паужетское, Северо-Камбальное (I группа) и Южно-Камбальное (II группа) поля, изучались с точки зрения их внутреннего геологического строения и температурной зональности посредством профилей мелких (до четырех метров) скважин. В течение полевых сезонов 1970–1974 гг. было пробурено 110 скважин глубиной от 1 до 4 м.

На интервалах 0,2–0,5–1,0–1,5–2–2,5–3,0–4,0 м производились замеры температуры пород с помощью медных термометров сопротивления в процессе выстаивания скважины от 30 мин до 1–3 час. Устье скважин закрывалось при этом плотным тампоном. Точность замеров составляла $\pm 0,3^{\circ}\text{C}$. После замеров температуры из этих же участков керна отбирались пробы пород весом 300–400 г, использовавшиеся для извлечения поровых растворов, выделения сульфидной фракции, выделения глинистых минералов, общего анализа химического состава пород, измерения абсолютного влагосодержания теплофизических и физических свойств.

Извлечение поровых растворов осуществлялось с помощью пресс-формы конструкции П.А. Крюкова под давлением от 200 до 600 атм.

Часть поровых растворов в количестве от 7 до 50 мл отпрессовывалась на воздухе непосредственно на местах отбора из керна гидротермальных глин и консервировалась в полиэтиленовых баллонах.

Места скопления и оттока порового раствора в нижней части пресс-формы надежно изолировались от соприкосновения раствора с металлическими стенками с помощью фторопластовых прокладок, втулки и капилляра. Нижняя часть поршня изолировалась от керна пород фторопластовой прокладкой, а стенки пресс-формы – фторопластовым цилиндром либо слоем плотной графитовой смазки.

Влажность образцов глин составляла 16–45%, благодаря чему для отпрессовывания необходимого количества раствора (20–30 мл) требовалось небольшое время – от 3 мин до 3 час.

Очевидно, что условия отбора и отпрессовывания образцов поровых растворов не способствовали их значительному окислению.

Другая часть поровых растворов отпрессовывалась в лабораторных условиях в токе особо чистого гелия и под нагревом до температуры, фиксируемой в точке взятия пробы. С этой целью керн пород консервировался в горячем состоянии непосредственно на месте отбора смесью битума, канифоли и парафина. Опытные проверки подтвердили абсолютную сохранность керна после консервирования в течение 4–6 месяцев.

Для определения абсолютного влагосодержания использовались образцы керна весом 50–120 г, консервировавшиеся в полиэтиленовую пленку на месте отбора. Образцы высушивались в сушильном шкафу до постоянного веса при температуре 110°C.

Тепловые свойства пород исследовались в полевых и лабораторных условиях методом мгновенного источника (табл. 9).

Верхнее термальное поле приурочено к толще алевропелитовых туфов и горизонтов пемз и сформировано паровыми дериватами термальных хлоридно-натриевых вод паужетского типа. Участок термопроявления расположен в районе самоизливающихся скважин К-14, К-13, К-18, К-15 непосредственно над потоком наиболее нагретых термальных вод на глубине в толще псефитовых туфов. Состав газов в паровых струях характеризует их как углекислые с примесью азота (6,7%) и сероводорода (до 6,2%).

В центральной части (60 × 35 м) Верхнего термального поля туфы превращены в буро-красные глины с выцветами серы (рис. 20). Поверхность лишена травяного покрова. Температура на глубине 1 м

Таблица 9

Теплопроводность образцов гидротермальных глин каолинит-монтмориллонитового состава

№ образцов	Вес проб, г	Влажность, %	Плотность, кг/м ³	Теплопроводность, ккал/м·час·°С
Верхнее термальное поле				
К-01	300	36,6	1390	1,17±0,09*
К-02	300	37,7	1380	1,30±0,10*
К-03	300	30,2	-	1,16±0,03*
1	-	46,5	1370	1,56**
Восточно-Паужетское термопроявление				
2	-	28,0	-	0,94**
3	-	38,0	-	1,01**

Измерения выполнены *В.А. Голубевым (Институт земной коры СО АН СССР) и **Г.Н. Лялиным (Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР).

Рис. 20. Строение Верхнего термального поля (данные автора на август 1974 г.)

1 - кипящие грязевые воронки и выходы струй пара; 2 - мелкие скважины (до 2,5 м); 3 - изогипсы; К-14 - глубокая эксплуатационная скважина

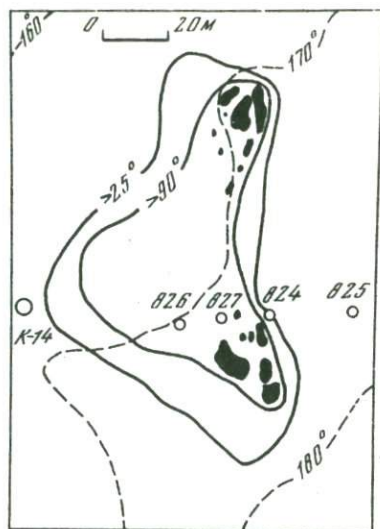
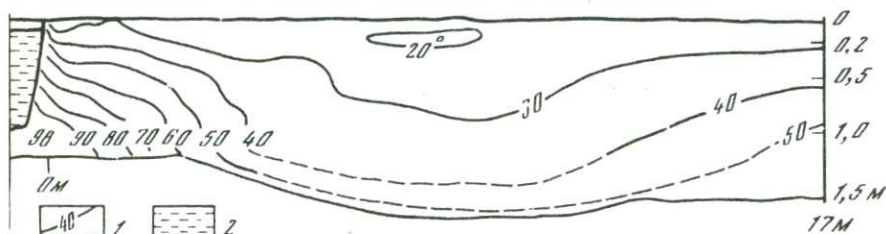
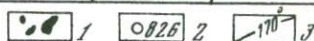


Рис. 21. Температурный профиль участка Верхнего термального поля на глубину 1,5 м (данные автора)

1 - изотермы; 2 - кипящая грязевая воронка с температурой 93-98°C



превышает 90°C . На восточной границе этой площадки находится большое количество кипящих грязевых воронок. Глубина воронок достигает 0,8-1 м. Температура глинистой суспензии колеблется от 56 до 98°C . Суспензия непрерывно барботируется газами и водяным паром.

Состав вод кипящих воронок сульфатно-хлоридно-кальциево-магнийный (табл. 10). Отличительной особенностью вод этого типа является повышенная концентрация цинка (до 3 мг/л) и редких щелочных элементов - лития, рубидия и цезия.

В конденсатах паровых струй Верхнего термального поля и водах грязевых воронок присутствуют растворенная углекислота в количестве от 21 до 179 мг/л и сероводород до 2,4 мг/л.

В скважинах 824 и 826 на глубинах 2,5 и 0,9 м соответственно были обнаружены теплые грунтовые воды (конденсаты). В скважине 824 столб воды составил 55 см после суточного выстаивания тампонирующей скважины. Отбор пробы воды был осуществлен через 30 мин после извлечения керна. В скважине 826 столб воды в аналогичной ситуации составил 10 см на глубине 0,9 м.

Таблица 10

Состав термальных (в мг/л) вод Верхнего термального поля

Компонент	826/2	825/09	824/2,5
Na ⁺	65,0	30,0	45,0
K ⁺	25,0	5,0	4,40
Li ⁺	0,08	0,009	0,014
Rb ⁺	0,036	Не обн.	0,003
Cs ⁺	0,014	"	Не обн.
Ca ⁺²	89,6	1,6	2,0
Mg ⁺²	37,9	3,7	3,4
Zn ⁺²	2,98	0,256	0,064
Cu ⁺²	0,05	Не обн.	Не обн.
Σ катионов	217,4	40,56	54,9
Cl ⁻	50,2	13,3	56,5
SO ₄ ⁻²	719,6	85,6	6,4
HCO ₃ ⁻	36,6	Не обн.	24,0
Σ анионов	805,8	98,9	86,9
SiO ₂	78,0	23,0	71,0
t, °C	98	30	30
Na:K	4,51	10,75	16,7
Ca:Mg	1,43	0,27	0,36
K:Rb	0,62	0,12	0,11

Аналитики М.М. Белохвостова, В.М. Новиков,
1973 г.

По химическому составу грунтовые воды термального поля резко отличаются от вод горячих конденсатов в грязевых воронках (анализы 826/0,9 и 824/2,5 табл.10) резко пониженной минерализацией, возрастанием роли хлора с глубиной циркуляции и существенным преобладанием натрия над суммой всех остальных катионов.

Термопрофилирование позволило установить сложную структуру теплового поля в разрезе на глубину 1,5 м (рис. 21). До глубины

2–2,5 м термопроявление сложено каолилитовыми глинами красно-коричневого или лилово-красного цвета с примесью монтмориллонита, сульфидов и цеолитов.

Восточно-Паужетское термопроявление детально исследовалось автором в 1970–1974 гг. совместно с сотрудниками Института вулканологии ДВНЦ АН СССР Г.Н. Лялиным. В результате этих работ получена топографическая карта (М 1:200) поля с инструментальной привязкой основных геологических элементов (рис. 22). Собственно термопроявление представлено выходами паровых струй, приуроченных к толще флювиогляциальных валунно-галечных отложений и туфогравелитов, перекрывающих толщу тонкослоистых пемзовых туфов верхне-паужетской подсвиты (рис. 23).

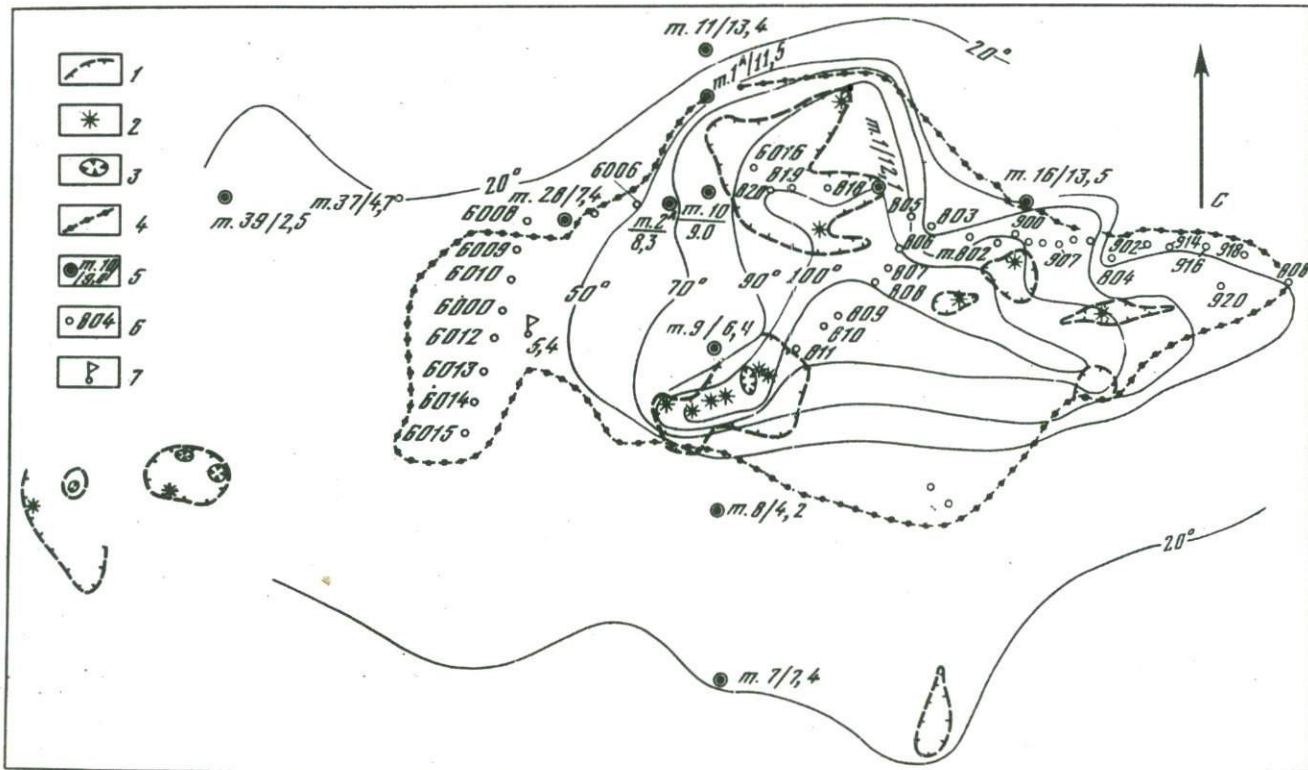
Пемзы, залегающие на валунно-галечных отложениях северо-западного склона Камбального хребта, содержат органические остатки в виде горизонтов захороненных почв. Возраст этих остатков по данным радиоуглеродного метода оценивается в 8 – 10 тыс. лет.

Как видно на разрезе (рис. 23), пемзовые отложения, слагающие возвышенные части рельефа, перекрывают термопроявления и не подвержены гидротермальным изменениям. Выходы паровых струй и ореол гидротермально измененных пород образуют центральную часть термопроявления размерами 50 × 150 м, вытянутую в широтном направлении (рис. 22). Пространственное расположение естественных выходов пара сильно на парящих участках с температурой 30–60°C и активных грязевых воронок позволяет предполагать наличие двух трещинных зон в недрах Восточно-Паужетского термопроявления – близкоширотного и меридионального простираний. В месте пересечения этих зон находится наиболее мощный выход пара в центральной части поля.

Температурное поле имеет характерное куполообразное строение (рис. 23, 36). При этом положение изотерм 30–40° и 50–70°C в центральной части поля связано с формой рельефа, в то же время изотермы 90°C образуют куполовидную структуру теплового поля, верхняя часть которой приурочена к участку предполагаемого пересечения трещинных зон. В местах естественных выходов пара наблюдается резкий подъем изотермы 90°C до глубины 0,2–0,4 м от поверхности. В скважинах 908, 907, 906, 905, 902 на глубине 1,5–1,6 м зафиксирована температура 100°C (табл. 11). Эти температуры были подтверждены независимыми замерами в 1970, 1971 и 1974 гг.

Ближеповерхностные и поверхностные термальные воды Восточно-Паужетского термального поля могут быть охарактеризованы как различного типа конденсаты вторичного пара, струи которого собственно и питают термопроявление в целом. В ряде случаев залегание конденсатов может быть глубоким и связанным с трещинными зонами – проводниками паровых струй

Глубинные конденсаты с большим основанием можно отнести к типу вторичных гидротерм.



Химический состав обоих типов терм существенно различен (табл. 12).

Образцы вод 6044, 821 и 822 отобраны из кипящих грязевых воронок с обильными осадками, гидротермальным илом и хлопьями кремневого геля. Осадок пробы 821 представляет собой глинистые частицы красно-бурого цвета, осадок пробы 822 - мелкие кристаллики пирита и частицы глины с резким запахом сероводорода.

Раствор пробы 935 отобран с глубины 4 м из скважины, вскрывшей зону трещиноватости, с температурой около 100°C.

Конденсат пробы 932 является непосредственным конденсатом глубинного пара (центральная часть Верхне-Паужетского термопроявления), отобранным на воздухе из струи пара с температурой 98°C. Проба конденсата 6045 отобрана из пара скв. Г-8 с температурой около 140° на глубине 40 м.

Конденсаты глубинных струй пара (образцы конденсатов 6061, 6047, 6045, 6043, 932) представлены бикарбонатно-аммонийными кальциевыми водами низкой минерализации 35-200 мг/л с рН от 7 до 8.

Конденсаты из грязевых воронок или мелких скважин отличаются уже сульфатно-аммонийным магний-кальциевым составом. Это существенно кислые воды с минерализацией до 700 мг/л, высокими концентрациями железа, цинка и кремнекислоты (табл. 12).

Выходы пароводяных струй и вторичноконденсатных термальных вод поля характеризуются присутствием больших количеств растворенной углекислоты и сероводорода. Наиболее насыщены этими компонентами конденсаты высокотемпературных паровых струй центральной части термопроявления (CO_2 - 265-348 мг/л, H_2S - 39-73 мг/л) и скважины Г-8 (CO_2 - 260-794 мг/л и H_2S - 29-58 мг/л). При этом отношение $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$ (3,7-10,6) идентично таковому для "ювенильного" пара Паужетских гидротерм.

Постоянство отношений $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$ свидетельствует о непосредственной взаимосвязи субповерхностных термопроявлений с глубинными пластовыми водами.

В субповерхностных условиях взаимодействие между породами и растворами осуществляется главным образом со стороны конденсатов с температурой вплоть до 100°C и выше.

Рис. 22. Строение центральной части Восточно-Паужетского термопроявления. Изотермы показаны по данным автора на 26 августа 1974 г.

1 - границы парящих участков гидротермально-измененных пород с отложениями серы, гипса, квасцов; 2 - выходы струй пара; 3 - кипящие грязевые воронки; 4 - поверхностная граница гидротермально-измененных пород; 5 - опорные точки наблюдений температуры с отметками относительных высот; 6 - мелкие скважины; 7 - метеоплощадка (сплошными линиями показаны изотермы на глубине 1 м от поверхности)

Этому способствуют сильная обводненность пород, условия интенсивного сброса тепла через поверхность термопроявлений и отсутствие условий жесткого термостатирования субповерхностной зоны термопроявлений.

Поэтому глубинные конденсаты могут рассматриваться в качестве промежуточного источника химических компонентов для поровых растворов.

Северо-Камбальное термальное поле (I группа паровых струй) локализовано в мощном делювиальном покрове андезито-базальтов гребня Скалистый на северо-западном склоне Камбального хребта. Современная действующая часть поля приурочена к истокам ручья Трудный. Площадь древнего остывшего термопроявления значительно превышает современные выходы и равна 30-35 тыс.м². Выходы пара сосредоточены на небольшом участке 50×50 м, обеспечивая мощный прогрев пород до 90-97°С вблизи самой поверхности (см. ниже рис. 30).

Результаты замера температуры в центральном участке представлены в табл. 13. Весьма характерны резко выраженные тепловые аномалии, связанные с выходами паровых струй.

По данным И.А.Меняйлова и Л.П.Никитиной (1974), состав газов в паровых струях следующий (в объемных %): CO₂ - 21,01; H₂ - 0,19; O₂ - 4,11; N₂ - 74,68. Сумма газов в водяном

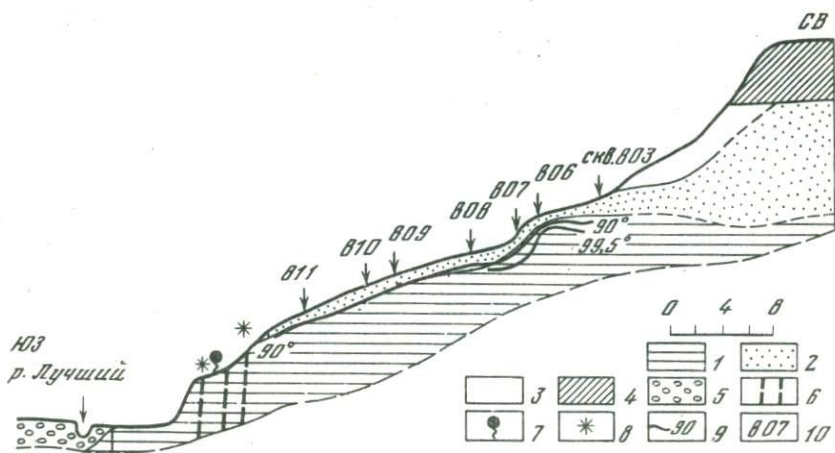


Рис. 23. Строение центральной части Восточно-Паужетского термопроявления в разрезе с юго-запада на северо-восток (данные автора)

1 - монтмориллонитовые и монтмориллонит-гидрослюдистые глины с сульфидами; 2 - каолиновые глины красного цвета; 3 - желто-серые каолиновые глины и слабоизмененные туфо-гравелиты; 4 - неизмененные пемзовые отложения; 5 - валунно-галечные отложения; 6 - предполагаемые зоны трещиноватости; 7 - выход конденсата; 8 - выходы паровых струй; 9 - изотермы; 10 - номера скважин

паре – 2,29%. Химический состав конденсатов отличается повышенными концентрациями аммония, кальция и сульфат-иона (табл. 14).

По аналогии с Восточно-Паужетским термопроявлением здесь наблюдается этапность гидротермальной деятельности. Это фиксируется сменой местоположения выходов паровых струй (а возможно, и термальных источников) и типов минеральных отложений. Обширная площадь с выхстами и обломками натечных фестончатых кварцевых и кварц-карбонатных агрегатов находится у подножия гребня Скалистый на уже остывшей части термального поля в 100–150 м к северу от современного термопроявления. Здесь же видны денудированные конусы гейзерита и остатки воронок – древних выходов фумарол. Отложения паужетской свиты повсеместно полностью превращены в гидротермальные глины. В пределах ареала распространения обломков фестончатых кварцев имеются выходы холодных слабо-минерализованных вод.

Процессы минералообразования и геохимическая зональность субповерхностных термопроявлений Паужетской гидротермальной системы. Гидротермальное минералообразование на современных термопроявлениях протекает в условиях резко выраженных градиентов температуры и интенсивного массопереноса вещества водными растворами и парогазовой средой.

Горные породы, вмещающие термопроявления, подвергаются воздействию многочисленных паровых струй, содержащих существенные количества углекислоты, сероводорода, азота и других активных газов, а также различных конденсатных вод, кислотность которых достигает 1–2 единицы pH. В такой обстановке происходит коренная гидротермальная переработка значительных объемов боковых пород и превращение их в различные по составу аргиллизиты. Независимо от состава исходных пород в пределах термопроявлений исследуемого района формируется один тип метасоматической зональности. В табл. 15 сведены данные по вертикальной зональности фации гидротермальных аргиллизитов крупнейших термопроявлений Паужетского района и прилегающей территории Камбального хребта.

Поверхность термопроявлений, характеризуемая режимом интенсивного испарения, представляет собой благоприятную область возникновения концентрированных растворов солей. Поэтому здесь и образуются мощные корки, осадки и напластования различных сульфатов, среди которых преобладают гипсы, квасцы и alunиты, самородная сера. Постоянно присутствуют отложения лимонита и опала. Силикаты представлены каолинитом. Температура поверхности термопроявлений достигает 50–60°C.

Первая зона (от поверхности) характерна преобладанием каолинита над остальными минералами, среди которых постоянны кальцит, alunит и опал. Мощность зоны колеблется в зависимости от температуры недр и гидрогеологических условий термопроявления от 0,1–0,2 до 0,8–1 м.

Во второй зоне силикатная часть пород представлена монтмориллонитом с примесью каолинита, гидрослюда, морденита и адуляра.

Таблица 11. Температура (t , °C) и влажность (U , кг H₂O/кг породы) 1972, 1974 гг.)

Скважина	Расстояние от поверхности, м					
	Поверхность		0,2		0,5	
	t	U	t	U	t	U
800	-	-	20	-	30	-
919	17	19,3	25,5	11,9	32	17,1
918	-	27,2	-	-	-	-
916	-	18,6	28	16,9	38	20,2
915	-	16,5	-	-	31	-
914	-	17,9	28	24,9	32	22,7
912	-	-	28	27,4	31	30,0
911	-	20,3	29	-	30(0,4)	-
804	-	-	-	-	-	-
910	-	21,4	33	-	37	25,7
909	-	20,7	34	19,5	48	32,4
908	-	23,9	42	37,5	66	31,2
907*	-	22,9	45	41,0	68	42,0
906	-	16,2	38	31,0	64	28,3
905	-	21,5	47	15,6	66	23,4
904	-	24,4	49	16,1	63	27,5
903	-	31,4	63	24,0	71	14,3
902	-	33,6	66	22,3	71	30,1
901	-	-	-	-	97	-
900	-	-	-	-	-	-
801	-	-	60	-	70	-
802	-	-	55	-	70(0,65)	-
803	-	-	-	-	50	-
805	-	-	-	-	-	-
806	-	-	-	-	-	-
921	-	-	93	-	95	-
818	-	-	56(0,3)	-	-	-
819	-	-	47(0,3)	-	-	-
922	-	36,6	53	49,3	63	36,7
923	-	-	30	-	31	-
924	-	-	22	-	22	-
925	-	-	26	-	29	-
807	-	-	-	-	65	-
808	-	-	-	-	92(0,9)	-
809	-	-	-	-	85,5	-
810	-	-	-	-	-	-
811	-	-	-	-	80(0,45)	-
6002	-	14	15	-	18,5(0,6)	-
6003	-	14	16,5	-	19(0,45)	-
6004	-	-	50,5	-	62,5(0,45)	-
6005	-	-	33	-	52	-
6006	-	-	21	-	27,5	-
6007	-	-	19	-	21,5(0,4)	-
6008	-	-	20,5	-	22,5(0,4)	-
6016	-	-	63,5	-	94(0,68)	-
6018	-	-	-	-	-	-
6019	-	-	-	-	-	-

в скважинах Восточно-Паужетского термального поля (август 1971,

Расстояние от поверхности, м					
1,0		1,5		более 1,5	
t	U	t	U	t	U
35	-	45	-	77,5(1,7)	-
45	16,0	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
52	13,5	-	-	72 (1,6)	14,6
40(0,9)	-	-	-	-	-
49	28,2	-	-	67 (1,6)	22,6
43	21,6	-	-	60 (1,6)	17,5
47	-	66(1,45)	-	-	-
-	-	70,5(1,8)	-	80 (2,5)	-
56	21,4	74	20,2	-	-
78	30,9	95	26,8	-	-
94	42,8	100	27(1,3 м)	-	-
97	44,6	100	11,8(1,4)	-	-
96	24,8	100	17,0	-	-
94	29,4	100	21,4(1,2)	-	-
91,5	19,8	94,5(1,2)	16,6	-	-
94	15,8	99(1,35)	-	-	-
99	9,4	100(1,4)	12,2	-	-
100(0,75)	-	-	-	-	-
-	-	-	-	100(2)	-
93	-	99,5	-	-	-
89,5	-	99,5	-	-	-
63,5	-	85(1,6)	-	87(2)	-
84,5(0,75)	-	93,5(1,25)	-	-	-
99,5(0,8)	-	-	-	-	-
97	-	-	-	-	-
88(0,75)	-	96,5(1,26)	-	96,5(1,3)	-
83(0,8)	-	89(1,2)	-	-	-
87	16	-	-	-	-
43	-	52	-	-	-
26	-	28	-	-	-
42	-	49	-	-	-
90	-	93,5(1,3)	-	-	-
99,5(0,9)	-	-	-	-	-
93(0,8)	-	93,5(1,0)	-	-	-
89(0,9)	-	-	-	-	-
93,5(0,8)	-	-	-	-	-
23(0,95)	-	-	-	-	-
25,5 (0,85)	-	-	-	-	-
86(0,85)	-	-	-	-	-
63,5 (0,75)	-	89	-	-	-
43 (0,95)	-	57,5	-	70 (2,05)	-
30	-	35,5	-	39,5(1,7)	-
32,5	-	40 (1,4)	-	44,0(1,6)	-
95 (0,85)	-	-	-	-	-
-	-	-	-	24,5(1,9)	-
-	-	36(1,8)	-	40(2,1)	-

Таблица 12

Состав термальных конденсатов Восточно-Паужетского термаль

Компоненты	Конденсаты глубинных струй пара				
	6061	6047	6045	6043	932
NH ⁺	7,2	5,02	11,7	0,1	-
Na ⁺	0,063	0,040	1,01	8,10	2,0
K ⁺	0,04	0,080	0,08	4,30	1,2
Ca ⁺²	1,9	-	-	19,3	19,6
Mg ⁺²	1,2	-	-	2,5	24,1
Li ⁺	Не обн.	Не обн.	0,033	0,016	0,1
Rb ⁺	"	"	Не обн.	0,012	-
Cs ⁺	"	"	-	Не обн.	-
Zn ⁺²	-	-	-	-	0,098
Cu ⁺²	-	-	-	-	Не обн.
Fe	-	-	-	-	-
Σ катионов	10,4	5,14	12,823	34,34	47,1
Cl ⁻	10,7	6,9	3,1	10,7	14,2
SO ₄ ⁻²	9,9	-	4,9	21,4	162,1
HCO ₃ ⁻	61,0	21,4	76,3	152,5	Не обн.
F ⁻	9,6	0,6	0,6	-	-
Σ анионов	82,2	28,9	84,9	184,6	176,3
H ₄ SiO ₄	6,84	7,53	8,56	167,7	-
pH	7,52	7,15	8,08	7,70	-

Аналитики М.М.Белохвостова, Б.М.Новиков, О.И.Пройдакова, 1973-1975 гг.

ного поля (мг/л)

Конденсаты из грязевых воронок			Конденсат из скважины К-935
6044	821	822	
38,3	-	-	-
7,11	20,0	15,0	14,0
2,66	5,0	20,0	8,0
34,7	9,8	19,4	198,0
15,2	153,7	38,1	36,1
0,043	0,017	0,008	0,20
0,010	0,014	0,004	-
0,001	0,008	0,006	-
-	0,619	3,013	0,3
-	0,44	0,040	Не обн.
-	156,1	54,2	-
198,02	345,7	147,0	256,6
10,7	5,6	5,6	21,3
554,7	160,4	286,4	522,8
-	-	-	Не обн.
-	-	-	-
566,2	166,0	292,0	544,1
167,7	-	113,0	-
2,76	-	-	-

Таблица 13

Температура, °С, в скважинах Северо-Камбального термального поля (сент. 1971 г.)

936	42(0,02)*	87 (0,4)		
937	46	84 (0,4)		
938	39	97 (0,2)		
939	42	92 (0,45)		
940	28	86 (0,45)		
941	93	97 (0,2)		
942	25	82 (0,45)	93(0,6)	
943	34	97 (0,3)	-	
944	20	65 (0,5)		
945	24	86 (0,3)		
946	15	83 (0,5)	86 (0,6)	
947	15	40 48(05)	69(1,0)	94(1,5)
948	11.	21 30 (1,0)	38(1,7)	

* В скобках указана глубина от поверхности, м.

Редкий здесь адуляр отмечен Г.А. Карповым и Т.В. Долговой (1969) на Северо-Камбальном термопроявлении (III группа) на глубине 1,5-2,1 м при температуре 86°С.

Зона монтмориллонитовых глин в верхней своей части обогащена сульфидами - пиритом и марказитом, образующими пластообразные и линзовидные скопления в ассоциации с опалом, α -кristобалитом, α -тридимитом, реже - баритом, родохрозитом, сидеритом и кальцитом (табл. 15). Температурный интервал существования второй зоны от 70 до 100-140°С. С.И. Набоко, Г.А. Карповым и А.П. Розниковой (1965) описан случай опускания зоны глинистого замещения на скважине К-21 до глубины 43 м.

На более глубоких уровнях среза субповерхностных термопроявлений исчезает сульфидная минерализация, и главенствующую роль приобретают цеолиты - анальцим и птилолит в ассоциации с монтмориллонитом.

Температурные интервалы выделенных зон четко фиксируются на Восточно-Паужетском термопроявлении (снизу вверх): существенно монтмориллонитовые глины с морденитом, гидрослюдой, пиритом, марказитом и α -кristобалитом - 70-100° (возможно, и до глубины 40 м при 140°С, например по скв. Г-8); каолиновые глины с кальцитом, гидроокислами железа, опалом, алунитом - 40 - 70°С и поверхностные образования, насыщенные солями, квасцами, серой и опалом, - 20-40°С.

Зона сульфидсодержащих монтмориллонитовых глин четко картируется по скважинам в виде поверхности, соподчиненной строению температурного поля (рис. 24). Например, на Восточно-Паужетском термопроявлении поверхность этой зоны соответствует конфигурации

Таблица 14

Химический состав конденсатов I группы
Северо-Камбальных паровых струй (мг/л)

Компоненты	СК-801	6033	1*
NH ⁺	-	67,7	17,7
Na ⁺	5,5	4,5	0,2
K ⁺	7,4	1,67	0,2
Ca ⁺²	17,4	40,5	1,6
Mg ⁺²	23,8	-	0,2
Li ⁺	Не обн.	0,16	-
Rb ⁺	"	0,001	-
Zn ⁺²	0,371	-	0,15
Fe	9,06	-	0,0
Σ катионов	54,53	114,73	20,05
Cl ⁻	1,6	12,8	1,0
SO ₄ ⁻²	416	-	25,5
HCO ₃ ⁻	-	15,3	26,8
F ⁻	-	-	0,2
Σ анионов	417,6	28,1	53,5
H ₄ SiO ₄	85	99,2	-
CO ₂	255	-	-
H ₄ S	15	-	-
pH	-	-	6,42
t, °C	97	50	90

* По данным Меняйлова и Никитиной (1974)
(аналитики М.М. Белохвостова, В.М. Новиков,
1973-1975 гг.).

изотерм 70 и 90°C. В пределах Северо-Камбальных и Южно-Камбальных термопроявлений сульфидсодержащие глины выходят на дневную поверхность там, где температура пород уже на глубине 3-5 см достигает 70-90°C. На этих парящих участках происходит отложение и переотложение сульфидных минералов в тонких трещинах, кавернах в виде корок и инкрустаций мелких пустот выщелачивания.

Таблица 15

Зональность гидротермально измененных пород субповерхностных термоявлений Паужетской гидротермальной системы и ее ареала

Глубина от поверхности, м	Верхнее термальное поле (данные автора, Набоко, Филькова, 1965)	Восточно-Паужетское термоявление (данные автора, Набоко, 1965)	Северо-Камбальное термоявление I группа (данные автора)	Северо-Камбальное термоявление III группа (Карпов, Долгова, 1969)	Южно-Камбальное термоявление II группа (Огородова, 1971; 1974)
0	Каолинит, сера, лимонит, квасцы	Каолинит, лимонит, сера, квасцы	Каолинит, лимонит, сера, квасцы	Каолинит, лимонит, опал	Каолинит, лимонит, опал, сера, алунит
0,2	Каолинит, лимонит, кальцит, алунит	Каолинит, лимонит, кальцит, α -кристобалит, алунит	Каолинит, кальцит	Монтмориллонит, каолинит, лимонит, опал	Каолинит, опал, сера, алунит, кальцит
0,4			Монтмориллонит, гидрослюда, каолинит, пирит, марказит	Монтмориллонит, пирит, лимонит, α -кварц	Монтмориллонит, пирит, марказит, родохрозит, барит, α -кварц, α -кристобалит
0,6				Монтмориллонит, пирит, кварц, морденит	
0,8				Монтмориллонит, пирит, α -кварц	
1,0	Каолинит, пирит	Каолинит, монтмориллонит, пирит, марказит	Монтмориллонит, морденит, пирит, α -кварц		
1,5	Монтмориллонит, пирит, марказит, α -кварц	Монтмориллонит, гидрослюда, морденит, α -тридимит, α -кристобалит, пирит, марказит, сфалерит, смешанно-слоистый минерал, α -кварц	Монтмориллонит, гидрослюда, пирит	Монтмориллонит, адуляр, пирит, α -кварц, кальцит	Монтмориллонит, каолинит, родохрозит, сидерит, пирит, киноварь
2,0	Монтмориллонит, морденит, α -кварц				
2,5					
3,0					
3,5					
4,0					

Прекращение действия теплового источника приводит к интенсивному окислению сульфидов, замещению их гидроокислами железа.

Наибольшие количества (до 50%) сульфидов отмечаются в верхней кромке зоны монтмориллонитового состава.

Химические составы гидротермальных глин весьма характерны, скорее специфичны присутствием типоморфных минералов, таких, как монтмориллонит, кальцит и кварц (опал). В качестве примера в табл. 16 приведены составы глин из различных зон Восточно-Паужетского термопроявления. Низкие содержания кремнезема и повышенная глиноземистость пород свидетельствуют об интенсивных процессах выщелачивания и развитии глинистых минералов. Интенсивный привнос магния, железа и серы с образованием монтмориллонит-сульфидной ассоциации сопровождается осаждением карбонатов в пустотах выщелачивания (см. табл. 16). Определение "подвижного" кремнезема позволило оценить суммарное количество опала или "опалового" кристобалита (α -кристобалита) и α -тридимита в ассоциации с кварцем от 6 до 25%.

Сравнение составов аргиллизированных алевропелитовых туфов с неизмененными породами свидетельствует об их глубоком химическом перерождении в процессе гидротермальных изменений (табл. 16).

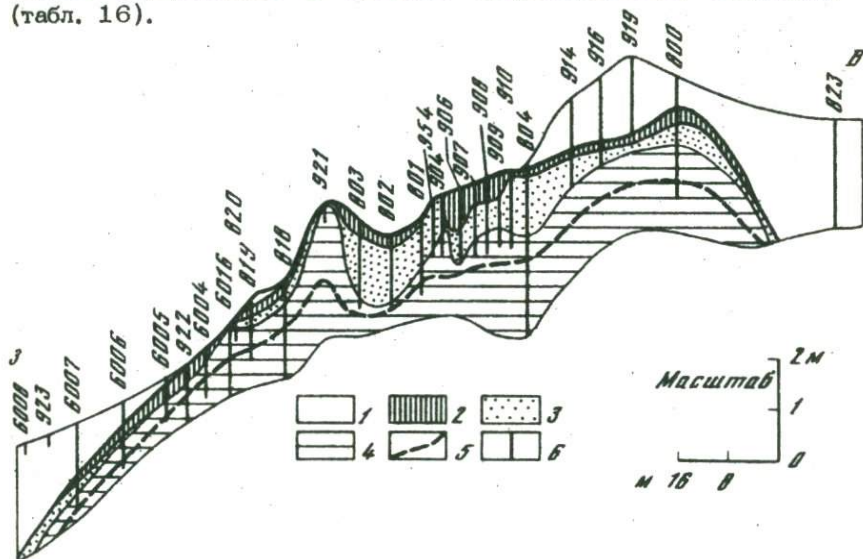


Рис. 24. Зональность гидротермально-измененных пород Восточно-Паужетского термопроявления (данные автора)

- 1 - неизмененные породы - туфогравелиты, пемзы, пемзовые туфы;
- 2 - существенно каолиновые глины с кальцитом, алунином, серой, опалом (на поверхности площадок);
- 3 - каолинит-монтмориллонитовые глины с α -кристобалитом;
- 4 - существенно монтмориллонитовые глины с морденитом, гидрослюдой, пиритом, марказитом, α -кристобалитом;
- 5 - нижняя граница области обогащения глин сульфидами;
- 6 - скважины

Таблица 16

Химический состав гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля (весовые %)

Компоненты	905/1,5	909/1,5	905/1,0	907/0,5	910/1,0	916/0,5	1*
SiO ₂	49,56	52,96	55,14	48,44	61,62	53,09	67,46
TiO ₂	0,43	0,80	0,75	0,76	0,67	0,96	0,40
Al ₂ O ₃	10,62	20,08	19,34	23,06	18,0	19,09	13,88
Fe ₂ O ₃	3,77	7,36	6,33	8,84	4,39	8,38	2,09
FeO	1,08	0,47	не обн.	0,27	0,27	0,81	1,59
MgO	7,73	1,71	2,49	1,68	1,46	2,07	1,18
MnO	0,39	0,05	0,41	0,04	0,02	0,11	-
CaO	7,79	0,90	0,23	0,39	0,31	2,65	2,56
K ₂ O	1,11	0,52	0,01	0,31	1,47	1,46	2,70
Na ₂ O	0,12	0,05	0,03	0,03	0,04	0,94	3,27
P ₂ O ₅	0,13	0,19	0,09	0,34	0,06	0,08	-
H ₂ O ⁺	5,20	6,37	7,96	10,23	6,69	5,94	-
H ₂ O ⁻	5,03	5,41	7,23	5,50	4,95	4,04	4,18
F	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,02	-
SO ₃	0,09	0,22	0,05	0,16	0,1	0,03	-
S сульфидная	2,22	4,84	0,08	0,04	0,14	0,01	-
CO ₂	5,15	0,29	0,10	0,08	0,30	0,11	-
Σ I	100,43	102,27	100,25	100,18	100,50	99,79	-
O-F	-	0,02	-	-	-	0,01	-
O-S сульфидная	0,83	1,82	0,03	0,01	0,05	-	-
Σ II	99,60	100,43	100,22	100,17	100,45	99,78	99,41
SiO ₂ кварц	9,42	10,62	10,78	6,16	25,0	8,26	-
S _{общ}	2,26	4,93	0,10	0,10	0,18	0,02	-
Температура в точке отбора про- бы, °C	100	95	94	68	56	52	-

Аналитик Л.Н.Матвеева, 1973.

*Алевропелитовый туф дацита, аналитик А.Н.Разживина (Набоко, Карпов, Розникова, 1965).

В пределах зоны монтмориллонитовых глин Восточно-Паужетского, Северо-Камбального и других термопроявлений отчетливо прослеживается тенденция изменения их валового химического состава в направлении от периферии термопроявлений к их активным в тепловом отношении центральным частям.

В каждом из этих случаев вырисовывается адекватная зависимость между макроскопическим проявлением процессов теплообмена, степенью их интенсивности, которые фиксируются повышением или понижением температуры пород и изменением валового химического состава гидротермально-измененных пород и вторичных минералов.

Здесь же укажем, что аналогичные изменения наблюдаются и в составе поровых растворов, представляющих часть единой геохимической системы "порода - раствор", непрерывно развивающейся и взаимодействующей в процессе тепло-массообмена паровых струй и термоконденсатов с вмещающими породами. Характерным в этом отношении примером служит распределение петрогенных и редких компонентов в недрах Восточно-Паужетского термопроявления.

Автором детально изучены распределения Ca, Mg, Fe, Mn, K, Na, Li, Rb, Cs, Zn, Ba, Sr в разрезе монтмориллонитовых глин в различных температурных зонах. В направлении от периферии Восточно-Паужетского термопроявления к области интенсивного прогрева наблюдаются существенные изменения содержаний компонентов (рис. 25): накапливается магний, марганец и частично кальций; осуществляется вынос щелочных элементов - калия, натрия, лития, рубидия и стронция.

Область выноса калия характеризуется резким возрастанием K/Na отношения. Это объясняется поглощением калия глинистыми минералами, что выражается в смене монтмориллонита гидрослюдой или смешаннослойными фазами типа монтмориллонит-гидрослюда.

Содержания указанных компонентов по вертикали (Пампура, Новиков, 1975) при переходе от железистых красно-бурых глин к монтмориллонитовым испытывают резкие колебания (рис. 26). Возрастают концентрации калия, рубидия и цезия, цинка и магния. Такое поведение щелочных металлов и магния связано с адсорбцией их глинами, а также частичным или полным вхождением их в решетку монтмориллонита и гидрослюд. Накопление цинка связано с примесью этого элемента в пиритах и образованием собственной кристаллической фазы - вкрапленности в кристаллах марказита.

Типоморфными минералами субповерхностной гидротермальной аргиллизации можно назвать наряду с монтмориллонитом α -кристобалит, α -тридимит, морденит и марказит. Этот парагенезис, включающий метастабильные фазы, служит прежде всего показателем незавершенного переходного состояния процесса в условиях предельно больших градиентов температуры, влажности, теплофизических и массообменных свойств горных пород.

Монтмориллонит. Мономинеральные фракции ($< 0,001$ мм) монтмориллонитов, полученные путем отмучивания в лабораторных

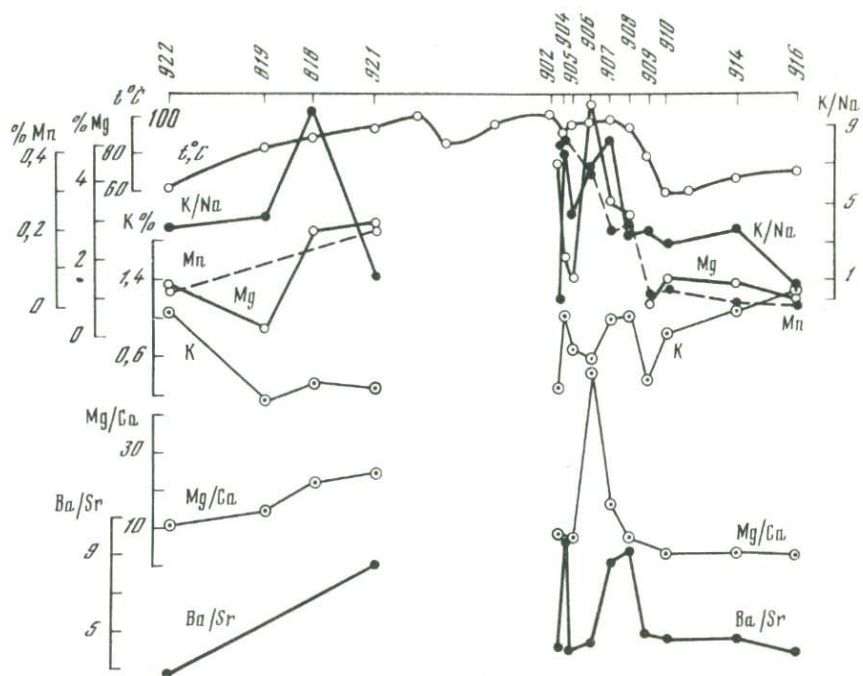


Рис. 25. Изменение валового состава монтмориллонитовых глин в широтном разрезе Восточно-Паужетского термопроявления в зависимости от изменения температуры (над температурной кривой указаны номера скважин)

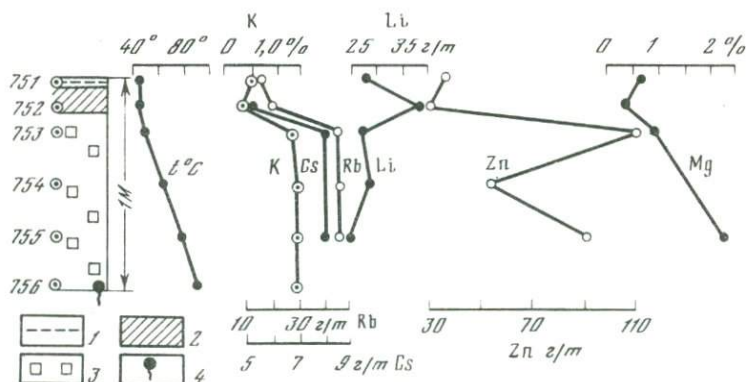


Рис. 26. Распределение кларковых содержаний K, Rb, Li, Cs, Mg и Zn в вертикальном разрезе западной части Восточно-Паужетского термопроявления

1 - глины с самородной серой, квасцами и гипсом; 2 - красно-бурые глины каолинитового состава; 3 - монтмориллонитовые глины с пиритом; 4 - выход горячего (98°C) конденсата и пара

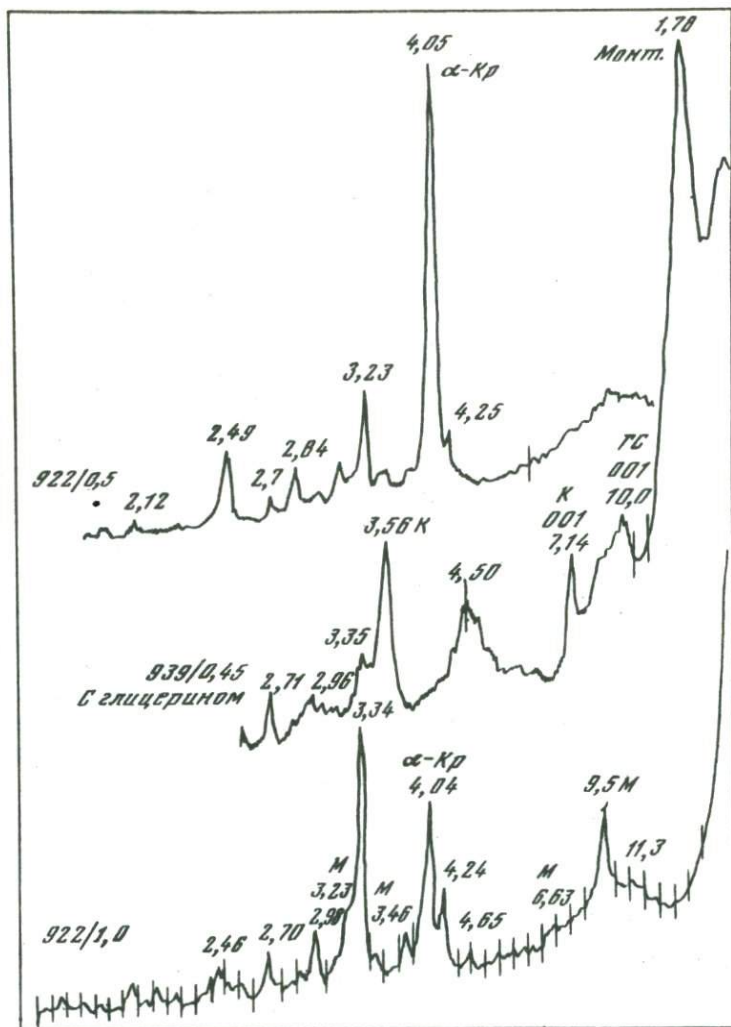


Рис. 27. Дифрактограммы глинистой фракции монтмориллонитовых глин: Монт - монтмориллонит; Гс - гидрослюда; К - каолинит; α -кр - α -кristобалит; М - морденит

условиях, подвергались рентгеноструктурному анализу (рис. 27). Практически во всех случаях видно полное преобладание монтмориллонита с характерным рефлексом d_{001} (14 и 17,8 Å с глицерином) и небольшая примесь каолинита. В химическом отношении мономинеральные фракции отличаются разбросом величин содержаний большинства компонентов (табл. 17). Данные анализов пересчитаны на

кристаллохимические формулы. В табл. 18 представлены формульные единицы главных компонентов, отвечающие следующей структурной формуле:



Заметны значительные пределы колебаний количеств алюминия в четверной координации. Образец 907/1,2 представлен вообще чисто кремнеземистой разностью с высоким содержанием железа.

Характерной особенностью рассматриваемого ряда монтмориллонитов является очевидная связь их состава с температурными условиями образования (табл. 18).

По мере повышения температуры и приближения к термовыводящим трещинам общее количество обменных катионов ($\Sigma X = \text{K} + \text{Na} + \text{Ca}$) уменьшается в 3–5 раз. В том числе снижается количество калия. Магnezиальность монтмориллонитов возрастает с повышением температуры глин до 97–100°C в три раза по сравнению с относительно "холодными" периферическими зонами (60–80°C). Кроме того, в октаэдрических слоях уменьшаются количества алюминия и двухвалентного железа. Общая железистость $\left(\frac{\text{Fe}^{+3}}{\text{Fe}^{+3} + \text{Al}^{+3}} \right)$ в соответствии с этим возрастает в "горячих" точках разреза (табл. 18). Количество кремния мало изменяется в различных температурных зонах.

Отмеченные особенности составов монтмориллонитов наиболее тесно коррелируются с изменением температурного градиента в области контакта монтмориллонитовых глин с вышележащей зоной существенно каолинитового состава.

В ряде образцов присутствует примесь гидрослюда с типичными рефлексами $d_{001} = 10,5\text{Å}$ и $d_{002} = 4,98\text{Å}$.

Минералы группы кварца представлены "опаловым" α -кristобалитом, $\alpha(?)$ -тридимитом и α -кварцем. Линии всех этих минералов отчетливо видны на дифрактограммах монтмориллонитовых глин (рис. 27). "Опаловый" α -кristобалит характерен линиями (для ориентированного препарата) 4,04–2,98–2,49Å. В отдельных образцах видна серия линий $\alpha(?)$ -тридимита. Несомненно, что оба низкотемпературных кварца-метастабилья являются минералами-новообразованиями в аргиллизированных породах.

В ассоциации с кварцем встречается калиевый цеолит – морденит, отличающийся на дифрактограмме линиями 9,5–6,63–4,65 – 3,46–3,22Å.

Наряду с пиритом в сульфидных фракциях монтмориллонитовых глин был диагностирован марказит, обладающий отчетливой оптической дисперсией и образующий "каемки" и "рубашки" мелких зерен вокруг кристаллов пирита. Ориентированная оценка по данным рентгеновского анализа (соотношение интенсивностей рефлексов) показала, что марказит составляет 10–40% объема сульфидной фракции (образцы 819/1,2–40%, 922/0,9–30%, 804/1,2–10–15%,

Таблица 17

Химический состав монтмориллонитов из зоны сульфидообразования

Образец	Температура в точке отбора, °С	Градиент температуры, °С/м	Компоненты				
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
804/1,5	66	38	49,46	0,80	20,16	2,67	2,33
908/1,3	95	12	53,99	0,64	14,24	3,02	2,69
907/1,2	97,5	6	58,60	0,51	13,41	4,30	2,33
907/1,4	99	6	55,08	0,50	13,45	4,42	1,79
906/1,5	100	8	51,16	0,65	15,14	0,53	1,43
905/1,2	95	12	55,38	0,74	17,16	5,63	1,10
905/1,5	99,5	8	50,25	0,62	12,06	2,93	0,63
903/1,0	94	12	49,19	0,75	17,85	1,83	0,72
803/1,9	96	14	46,31	0,90	19,00	1,39	5,30

Аналитик В.И. Мордвинова, 1973–1975 гг.

Таблица 18

Формульные единицы монтмориллонитов из различных температурных зон

Компоненты	804/1,5	908/1,3	907/1,2	907/1,4
K	0,12	0,15	0,16	0,14
Na	0	0,16	0,14	0,09
Ca	0,13	0,16	0,06	0,05
ΣX	0,25	0,47	0,36	0,28
Mg	0,40	0,53	0,54	0,83
Al ^{VI}	1,32	1,11	1,14	0,84
Fe ⁺³	0,14	0,16	0,22	0,23
Fe ⁺²	0,14	0,16	0,13	0,10
ΣY	2,0	1,96	2,03	2,00
Si	3,58	3,90	4,00	3,76
Al ^{IV}	0,42	0,10	0	0,24
Железистость Fe ⁺³	0,096	0,126	0,162	0,215
Fe ⁺³ +Al ⁺³				
$\frac{K}{\Sigma X}$	0,48	0,32	0,44	0,50

Восточно-Паужетского термального поля (вес.%)

Компоненты							
MgO	CaO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Σ
3,84	1,60	0,07	1,32	0,08	9,40	8,00	99,73
4,95	2,08	0,41	1,62	1,18	7,88	6,76	99,46
5,25	0,78	0,02	1,80	1,07	6,34	5,70	100,01
8,16	0,61	0,06	1,47	0,67	6,96	6,88	100,05
11,80	1,51	0,05	0,87	0,32	7,41	9,15	100,02
2,31	0,99	0,04	1,03	0,54	8,60	6,28	99,80
10,35	4,08	0,31	1,00	0,13	10,00	8,00	100,36
7,33	2,08	0,67	0,61	0,36	7,66	10,40	99,45
5,11	2,57	0,21	1,90	0,23	10,00	7,20	100,12

906/1,5	905/1,2	905/1,5	903/1,0	803/1,9
0,08	0,10	0,09	0,05	0,18
0,04	0,08	0,02	0,05	0,03
0,11	0,08	0,11	0,16	0,20
0,23	0,26	0,22	0,26	0,41
1,20	0,24	1,12	0,77	0,56
0,69	1,34	0,67	1,04	1,04
0,027	0,30	0,16	0,10	0,08
0,08	0,06	0,04	0,04	0,32
2,00	1,94	1,99	1,95	2,00
3,48	3,90	3,64	3,53	3,40
0,52	0,10	0,36	0,47	0,60
0,042	0,183	0,193	0,088	0,071
0,35	0,38	0,41	0,19	0,44

Таблица 19

Рентгенограмма смеси пирита и марказита

Фракция пирит+ +марказит 819/1,2		Фракция пирит+ +марказит 818/1,3		Пирит ASTM-6 0710		Марказит ASTM-3 0799	
d/n	I/I ₁	d/n	I/I ₁	d/n	I/I ₁	d/n	I/I ₁
3,43	40	3,43	5	-	-	3,44	40
3,11	40	3,09	40	3,128	36	-	-
2,96	40	2,95	70	-	-	-	-
2,70	100	2,65	100	2,709	84	-	-
2,69	90	2,60	50	-	-	2,71	100
2,41	60	2,49	80	2,423	66	2,41	25
2,31	10	-	-	-	-	2,32	25
2,20	40	2,19	70	2,2118	52	-	-
2,11	7	2,09	50	-	-	-	-
2,06	3	-	-	-	-	2,05	2
1,938	15	-	-	-	-	1,91	30
1,916	50	1,903	50	1,9155	40	-	-
1,802	25	1,791	30	-	-	-	-
1,760	50	-	-	-	-	1,76	63
1,721	10	-	-	-	-	1,72	4
1,693	5	-	-	-	-	1,69	16
1,675	5	-	-	-	-	1,67	10
1,635	70	1,623	90	1,6332	100	1,59	20
1,597	10	1,591	5	-	-	1,52	6
1,560	10	1,556	5	1,564	14	-	-
1,504	20	1,495	20	1,5025	20	1,50	5
1,459	25	1,442	20	1,4448	24	1,43	13
1,244	5	1,239	10	1,2427	12	1,37	7
1,213	15	1,208	20	1,2113	14	1,21	6
1,182	10	1,181	20	1,1823	7	1,19	5
1,155	5	1,149	10	1,1548	6	1,16	6
1,108	10	1,105	10	1,1057	6	1,09	8
1,092	10	1,041	70	1,0427	27	1,04	5

Аналитик Г.Г. Афонина (ДРОН-1); Fe-излучение, без фильтра, скорость счетчика 2 об/мин, скорость ленты 1200 мм/час.

818/1,3-10-15%). На рентгенограммах присутствуют его характерные линии $d/n = 3,43-2,49-1,62-1,50 \text{ \AA}$ и т.д. (табл.19).

Оптическое и рентгенографическое изучения фракций сульфидов по разрезам Восточно-Паужетского термопроявления показали, что марказит приурочен исключительно к зонам интенсивного прогрева и выходов термовыводящих трещин в центральной части поля.

Химические составы сульфидных фракций представлены в табл.20. Обращают на себя внимание существенные содержания цинка и меди.

Исследование кристаллов марказита и пирита на электронном микроскопе MS-46 показало присутствие включений твердой цинксо-держающей фазы размерами до 5-15 мк (рис. 28). Концентрация серы в этих включениях ниже концентрации серы во вмещающих их кристаллах пирита и марказита. Количество включений цинковой фазы в марказите приблизительно в 10 раз выше, чем в пирите. При этом валовые содержания цинка в марказитсодержащих смесях значительно превышают количества этого элемента в собственно пиритовых концентратах.

В первом приближении можно рассматривать цинксо-держающую фазу в качестве микрокристаллитов сфалерита.

Качественным спектральным анализом фракций сульфидов установлено присутствие в них мышьяка, сурьмы, висмута, никеля, кобальта, хрома, свинца, молибдена и марганца. Закономерности пространственного распределения элементов-примесей в сульфидах будут рассмотрены ниже.

Высокотемпературные участки главным образом монтмориллонитовых сульфидсодержащих глин характеризуются развитием контрастных ореолов таких элементов, как медь, цинк, серебро, мышьяк, сурьма и марганец (рис. 29).

Максимальные концентрации отдельных элементов достигают следующих величин: цинк - 2380 г/т; мышьяк - 11 г/т; сурьма - 10 г/т; серебро - 0,2 г/т; марганец - 4500 г/т; свинец - 48 г/т.

Аномалии в распределении ореолообразующих металлов чаще всего контролируются положением поверхности (или контакта) сульфидсодержащих глин (рис. 29). Это особенно четко проявляется в распределении цинка и марганца.

Содержания элементов-примесей в сульфидной фракции (цинка, меди, сурьмы, мышьяка, марганца) закономерно возрастают от периферии термопроявлений к их центральным частям (рис. 29). При этом максимальные количества цинка достигают 1-3%, меди - 460 г/т, мышьяка - 17-20 г/т, сурьмы - 15 г/т, свинца - 60 г/т, марганца - 980 г/т, никеля и кобальта - 70 г/т, хрома - 30 г/т (табл. 20).

Об интенсивности концентрирования элементов-примесей сульфидами можно судить по величине горизонтального градиента концентраций. Для Восточно-Паужетского термопроявления она составляет: мышьяк - 0,36 (г/т)/м, цинк - 64 (г/т)/м, марганец - 20 (г/т)/м, сурьма - 0,16 (г/т)/м.

Ореолообразующими элементами Северо-Камбального термопроявления оказались цинк, свинец, мышьяк, сурьма и марганец (рис. 30). Концентрации кобальта и хрома в сульфидах уменьшаются в направлении от периферии поля к центру (источнику); слабо выражены "отрицательные" ореолы.

Повышенные концентрации цинка коррелируются с резко пониженными концентрациями меди (рис. 30). Градиенты содержаний изменяются следующим образом: цинк 16(г/т)/м, свинец - 1,2(г/т)/м, марганец - 25(г/т)/м.

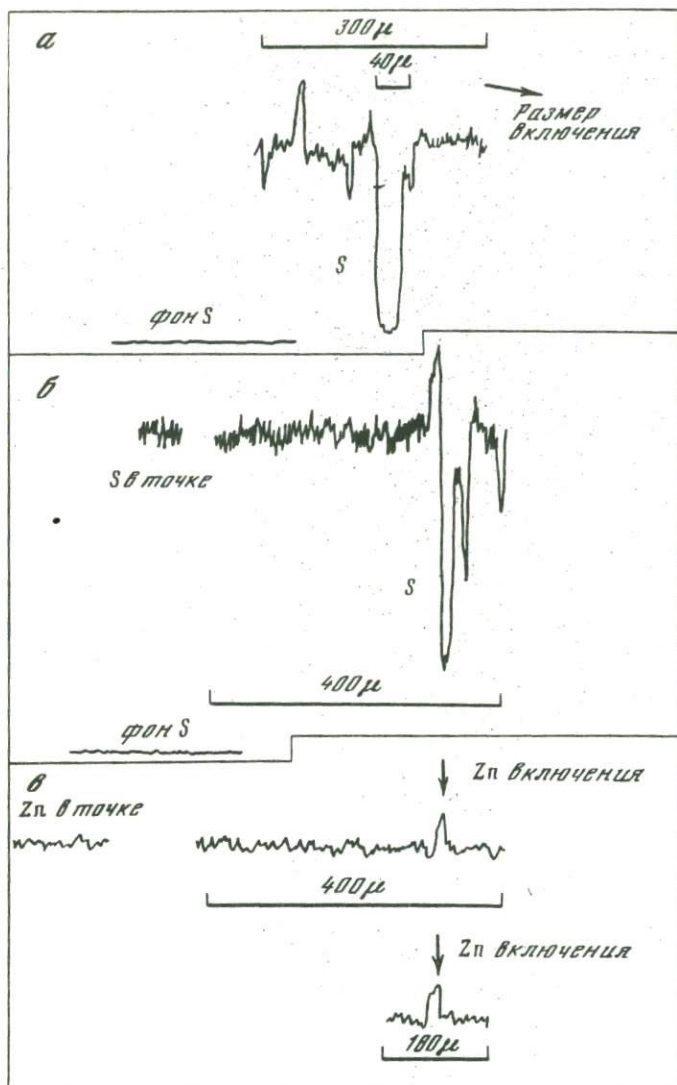
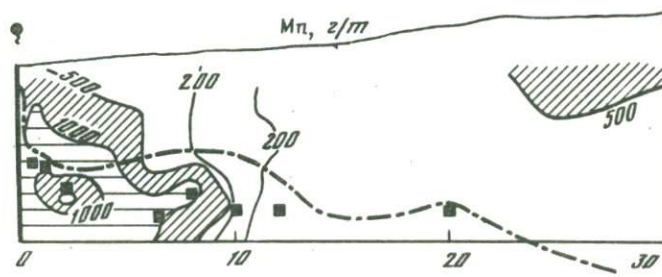
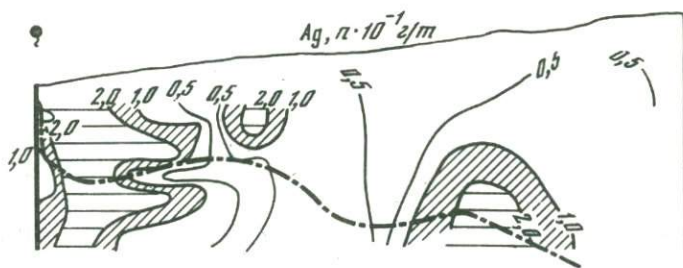
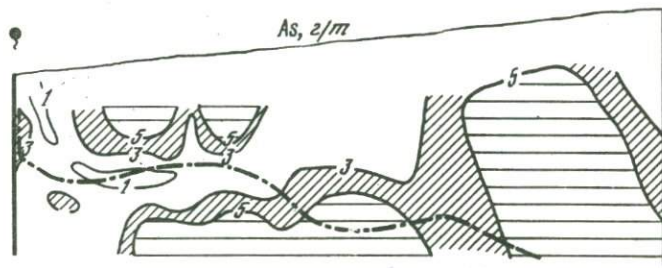
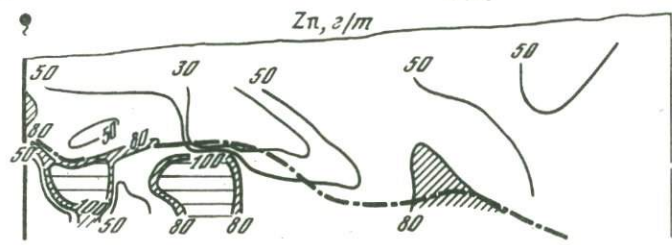
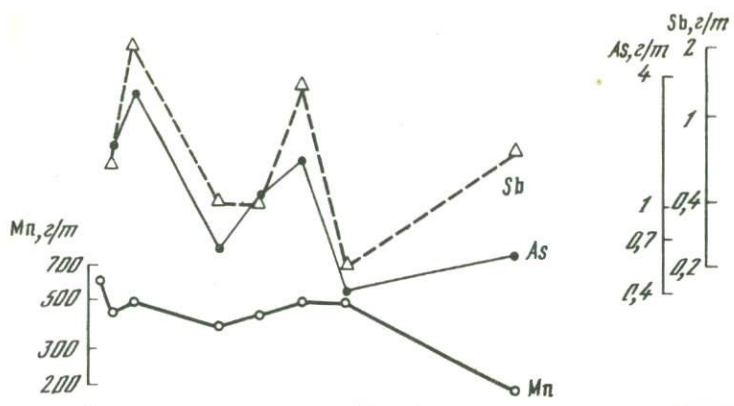


Рис. 28. Изменение интенсивностей концентраций серы (а, б) и цинка (в) в разрезах кристаллов марказита (б и в – показан разрез одного и того же включения, в котором максимуму цинка соответствует минимуму серы)

Рис. 29. Ореолы концентраций Zn, As, Ag, Mn и Sb в различных зонах теплового поля широтного разреза Восточно-Паужетского термоявления (на графике Sb, As и Mn даны в сульфидной фракции)

1 – изоконцентраты; 2 – граница сульфидных глин; 3 – скопления сульфидов; 4 – выход пара и конденсата



- 1 1
- 2 2
- 3 3
- 4 4

Таблица 20

Содержание элементов-примесей в пирит-марказитовой фракции (г/т)

Образец	Zn	Cu	Pb	Ni	Cr	Co	As	Sb	Mn
Восточно-Паужетское термальное поле									
922/0,9	1870	-	-	-	-	-	1,6	0,5	-
922/1,0	611	130	24	41	10	27	0,3	0,2	130
922/0,5	10300	-	-	-	-	-	-	-	-
818/0,5	-	-	-	-	-	-	6,3	He обн.	-
818/0,75	-	-	-	-	-	-	14	10	-
818/1,2	-	-	-	-	-	-	6,4	3,8	-
921/0,2	37	90	14	55	21	22	1,3	0,5	250
921/0,4	246	190	12	48	8,7	33	9	2,5	300
801/1,0	-	-	-	-	-	-	4,3	3,2	-
801/1,5	-	-	-	-	-	-	17,0	8,0	-
903/1,0	He обн.	100	15	33	18	16	20	15	160
903/1,2	-	320	20	38	20	20	0,7	0,4	380
741/0,6	-	-	-	-	-	-	0,95	7,6	-
742/0,9	-	-	-	-	-	-	1,92	-	-
741	-	-	-	-	-	-	0,34	3,3	-
904/1,3	101	150	14	30	7,1	22	1,8	0,6	100
743/1,0	-	-	-	-	-	-	0,7	-	-
905/1,2	426	200	31	54	14	35	3,2	2,2	370
905/1,5	191	180	21	22	30	17	1,4	0,95	210
744/1,2	-	-	-	-	-	-	0,83	3,0	-
906/1,5	-	250	34	35	18	18	0,2	0,14	350
746/1,3	-	-	-	-	-	-	0,48	-	-
907/1,4	581	100	14	32	5	20	0,6	0,4	110
908/1,4	1176	130	24	30	9,1	18	1,1	0,4	170
748/1,0	-	-	-	-	-	-	1,03	-	-
909/1,0	2820	190	19	70	10	89	1,5	0,6	160
909/1,5	50	180	14	62	14	30	1,7	1,4	140
910/1,45	113	220	34	57	40	37	0,4	0,2	200
804/2,5	-	-	-	-	-	-	12	4,3	-
914/1,6	33	310	23	50	35	39	0,6	0,7	360
807/1,2	-	-	-	-	-	-	6,6	6,0	-
809/0,9	-	-	-	-	-	-	3,6	He обн.	-
810/0,9	-	-	-	-	-	-	10	3,7	-
952	1600	280	38	100	14	72	He обн.	1,2	180
Северо-Камбальное термальное поле									
937/0,4	103	230	17	38	7,1	12	0,8	0,5	270
938/0,2	120	150	40	7	2,3	16	1,7	1,9	230
939/0,45	43	100	8	He обн.	He обн.	5	0,4	0,2	280
939/0,45p	43	50	5,3	"	"	He обн.	2,0	1,15	130
940/0,45	43	160	37	5	6	2	2,0	0,7	320
941/0,3	43	100	20	17	11	15	0,6	2,6	210
942/0,45p	73	180	50	20	7,2	29	7,3	5,8	280
942/0,6	30000	460	60	15	He обн.	23	1,4	0,46	100
945/0,3	-	120	5,0	22	12	11	1,0	0,3	140
947/1,0p	37	230	2,3	53	24	73	1,4	1,0	280
947/1,4	30	100	3,0	43	30	50	0,9	0,4	250
949	13	170	10	22	15	23	1,9	1,1	150
950	37	190	17	24	22	22	0,7	0,7	160
951/p	37	120	63	25	7,6	11	2,0	1,8	270
942/0,4	30	83	-	-	-	-	5,2	4,2	230
946/0,6	79	40	-	-	-	-	1,4	1,0	980
946/0,5	57	79	-	-	-	-	-	-	970

Аналитики: М.М. Белохвостова, В.М. Новиков, А.Д. Глазунова, Е.С. Костокова, 1972-1973 гг.

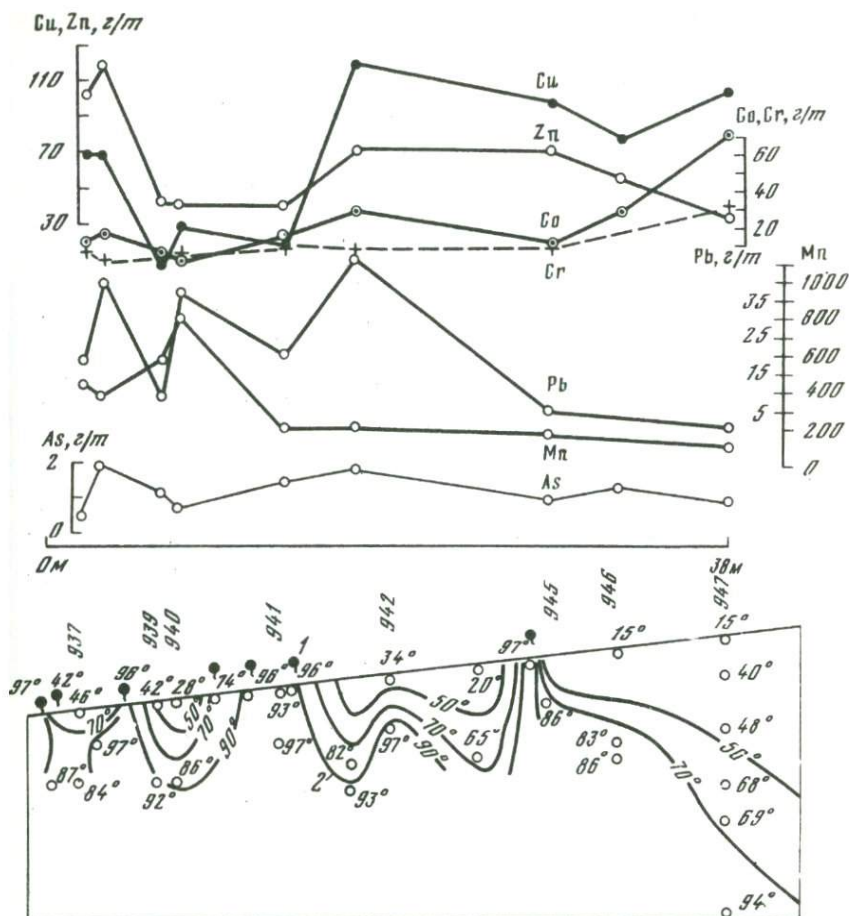


Рис. 30. Распределение Zn, Pb, Cu, Co, Cr, Mn и As в сульфидной фракции из различных температурных зон Северо-Камбального термоявления

1 - выходы пара и конденсатов; 2 - изотермы

Оценка ореольных концентраций осуществлялась относительно концентраций элементов в низкотемпературных зонах слабоизмененных пород: цинк - 35 г/т, серебро - 0,5 г/т, мышьяк - 1 г/т, сурьма - 0,2 г/т, марганец - 200 г/т.

Наряду с горизонтальной зональностью ореолов рассеяния существует дифференциация содержаний элементов и по вертикали. По мере удаления от контакта монтмориллонитовых глин состав сульфидов в отношении элементов-примесей резко изменяется (табл. 20). Например, по скважине 922 на расстоянии 0,5 м содержания цинка изменяются от 1,03 до 0,06%, мышьяка - от 0,3 до 1,6 г/т; по

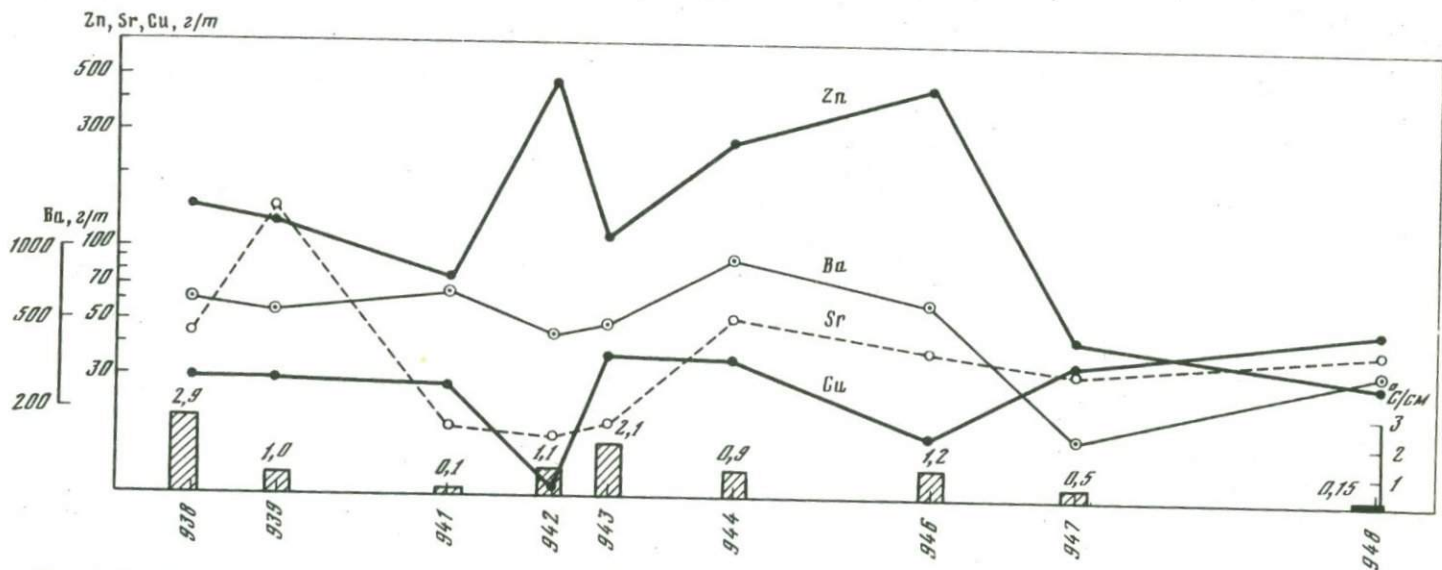


Рис. 31. Распределение валовых содержаний Zn, Cu, Ba и Sr в зависимости от температурного градиента в гидротермальных глинах Северо-Камбального термопровлавления

Образец	Состав пород	pH	Концентрация, мг/л отношения																Минерализация, г/л	Атомные отношения		
			Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Sr ⁺²	Li ⁺	Rb ⁺	Cs ⁺	Mn	Cu	Zn	Fe	Al ⁺³	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻		H ₄ SO ₄	Na:K	Cl:SO ₄
Восточно-Паужетское термопроявление			Восточно-Паужетское термопроявление																			
823	Каол+ил+маг+от (15)*	Не опр.	20	12,9	38,3	23,4	-	0,026	Не обн.	Не обн.	-	0,06	0,06	Не обн.	-	69,5	199,3	-	86,4	0,283	2,7	0,47
800/0,5	Каол+маг+кв (30)	"	14,4	7,9	-	-	-	0,044	"	"	-	0,37	2,8	15	-	-	-	-	-	-	3,1	-
800/1,7	Каол+монт+пир+мк+кв (77,5)	"	25	16,4	57,7	46,5	-	0,034	-	-	-	0,30	0,95	Не обн.	-	97,2	364,9	-	54,4	0,608	2,0	0,32
800/2,3	Монт+пир+мк+кв (85)	"	20,5	16	255,7	141,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	42,0	310,9	-	108,8	-	2,2	0,18
920/1,2	Монт+пир+кв+каол (75)	"	60	13	-	-	-	0,455	0,012	Не обн.	-	-	0,042	-	-	-	-	-	-	-	7,8	-
920/1,4	Монт+пир+кв	"	350	33	119	144,5	-	0,320	0,054	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
804/1,4	Монт+каол+пир+кв (35)	"	14,4	18,4	-	-	-	0,154	Не обн.	-	-	1,57	3,2	-	-	148,5	1322	36,6	-	2,154	18,0	0,17
804/3,0	Монт+пир+мк+кв (80)	"	16,4	15,4	-	-	-	0,06	-	-	-	0,53	0,41	-	-	-	-	-	-	-	1,35	-
908/1,2	То же (94)	"	198	19	59	36,4	-	0,128	0,024	-	-	0,01	0,396	-	-	198,1	445,7	30	-	0,987	17,55	0,6
907/1,3	Монт+каол+пир+мк+кв (97)	"	297	35	70,9	103,1	-	0,172	0,037	-	-	-	2,22	-	-	124,9	986	24,4	-	1,643	14,33	0,17
905/1,2	Каол+монт+пир+кв (100)	"	172	22	119	73,7	-	0,207	0,078	0,007	-	-	3,17	-	-	168,5	806,4	-	-	1,418	12,71	0,28
904/1,3	Монт+каол+пир+кв (94,5)	"	325	37	357,1	75,2	-	0,84	0,084	0,005	-	-	0,78	0,6	-	168,5	1568	Не обн.	-	1,533	14,7	0,14
803/0,2	Каол+монт+кв (25)	"	10,9	9,4	-	-	-	0,067	Не обн.	Не обн.	-	0,17	1,30	Не обн.	-	-	-	-	-	-	2,0	-
818/0,5	Монт+каол+кв (56)	"	25	12,4	57,7	58,0	-	0,06	-	-	-	16,8	10,0	20,0	-	69,5	2626	-	-	2,896	2,84	0,06
818/0,75	Монт+пир+мк+кв (88)	"	15	10,9	95,6	81,4	-	0,042	-	-	-	4,41	7,0	130	-	69,5	1063,2	-	-	1,477	2,36	0,09
818/1,0	То же (95)	"	11,4	14,4	158,7	143	-	0,018	0,02	-	-	0,28	3,7	Не обн.	-	70,2	-	-	-	-	1,40	-
819/0,6	(48)	"	30	13,9	57,7	23	-	0,054	0,02	-	-	3,6	5,63	-	-	-	-	-	-	-	1,40	-
819/0,8	(83)	"	65	13,4	76,5	58,7	-	0,07	-	-	-	4,7	13,3	-	-	62,5	528,4	-	-	0,725	3,7	0,16
819/1,2	(89)	"	30	15	382,5	57,6	-	-	-	-	-	4,7	13,3	-	-	111,1	828,7	-	192	1,242	8,25	0,17
820	(99)	"	3,0	51,4	344,4	706,3	-	0,017	0,064	0,008	-	0,26	2,4	5,0	-	69,5	762,3	-	-	1,083	3,4	0,12
921/0,2	Каол+монт+кв+пир (93)	"	198	28	102	99,4	-	0,165	0,016	Не обн.	-	8,33	12,98	85	-	55,6	6247	-	112	7,531	1,17	0,012
922/0,5	Каол+монт+мк+кв+пир (63)	"	304	41	178,2	107,7	-	0,32	0,018	-	-	31,42	33,98	1,8	-	169,8	1765,7	-	-	2,383	11,94	0,13
922/0,9	То же (83)	Не опр.	264	47	178	95,9	-	0,42	0,063	0,031	-	3,46	12,20	26,4	-	382,8	1680,2	Не обн.	-	2,661	12,57	0,23
6006/1,5	Монт+пир+мк+кв (57,5)*	3,10	-	-	184	1000,0	-	-	-	-	0,808	31,11	4,55	6,12	349,3	226,3	3291	Не обн.	-	-	-	-
6006/1,85	То же (64,5)	3,13	15,9	5,85	115,6	23,3	0,28	-	-	-	2,47	33,5	11,59	580,2	296,4	55,7	2962,8	Не обн.	-	3,695	-	0,03
6004/0,4	(62)	2,33	19,0	5,1	49,1	17,4	-	-	-	-	3,79	33,5	11,59	580,2	296,4	52,4	6413,6	-	-	7,541	4,6	0,011
6004/0,8	(79,5)	3,20	25,7	6,1	294,3	304,6	-	0,01	0,01	-	3,79	2,46	340,2	178,8	742	19,1	11892	-	-	13,273	6,4	0,002
6016/0,4	(65)	3,24	12,9	2,5	61,3	20,1	-	-	-	-	12,33	6,52	12,72	45,08	1532	33,2	14855	-	-	319,9	17,328	7,0
6016/0,7	(94)	3,10	21,4	13,7	482,3	851,5	-	-	-	-	1,14	0,42	4,46	10,26	663,7	40,4	2839,3	-	308,0	3,657	9,3	0,019
6005/0,5	Каол+монт+кв (52)	5,75	8,50	1,54	143,1	12,4	-	-	-	-	48,33	0,55	383,4	-	499,1	33,2	10452	-	753	12,771	2,7	0,004
6005/1,0	Каол+монт+кв (88)	8,40	8,50	3,16	45,0	12,3	-	-	-	-	0,40	Не обн.	0,485	4,0	21,7	Не обн.	534,9	-	34	0,705	9,2	-
6005/1,4	Монт+пир+кв (89)	4,88	-	-	-	-	-	-	-	-	0,44	-	0,13	Не обн.	17,5	-	529,2	-	-	0,610	4,63	-
6007/1,0	Каол+монт+кв (30)	5,0	11,8	6,8	122,6	12,4	-	-	-	-	79,0	0,20	12,94	72,4	-	-	-	-	-	-	-	-
											0,16	Не обн.	0,68	3,0	11,1	33,2	658,4	-	-	0,860	3,0	0,068
Верхнее термальное поле			Верхнее термальное поле																			
825/0,8	Каол+монт+кв	-	43,2	6,3	19,6	36,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	224,2	352,5	-	88	0,681	12,3	0,48
825/2,0	То же (60)	-	35,0	4,3	39,7	48,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	109,2	243,0	-	139,2	0,479	13,6	0,61
824/2,5	(55)	-	45,5	6,8	39,7	60,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	154,3	456,0	-	100,8	0,762	11,5	0,46
827/1,0	"	-	55,0	7,9	38,3	23,4	-	0,062	Не обн.	Не обн.	-	0,04	0,15	5,0	-	83,3	322,7	-	-	0,728	13,2	0,43
Северо-Камбальные паровые струи (I группа)			Северо-Камбальные паровые струи (I группа)																			
939/0,45	Монт+пир+мк+кв (92)	-	79,0	16,0	198,0	340,5	-	0,13	0,016	Не обн.	-	0,54	1,75	4,8	-	184,0	2215,0	-	-	3,039	8,4	0,113
937/0,4	То же (84)	-	66,0	19,0	99,3	36,6	-	0,16	0,024	0,003	-	0,15	1,97	Не обн.	-	84,3	485	-	-	0,892	5,9	0,24
942/0,45	(82)	-	82,0	14,0	-	-	-	0,11	0,006	Не обн.	-	0,77	3,8	9,6	-	-	-	-	-	-	9,9	-
947/1,4	Каол+монт+кв (94)	-	55,0	14,0	-	-	-	0,12	0,006	-	-	0,01	1,09	1,8	-	-	-	-	-	-	6,6	-
950	Монт+пир+мк (70)	-	80,0	23,0	178,2	558,0	-	0,47	0,03	-	-	24,83	21,22	68,4	-	127,5	2178	-	-	3,259	5,8	0,077
Южно-Камбальные паровые струи (II группа)			Южно-Камбальные паровые струи (II группа)																			
6021	Монт+пир+мк+кв (83)	1,4	12,0	3,5	139,0	109,0	-	-	-	-	19,0	0,89	5,82	-	3082	1661,2	105044	-	684	110,117	5,8	0,021
6022	Каол+п+кв (60)	0,97	18,5	16,9	159,4	52,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1794,1	25142	-	342	27,201	1,9	0,096
6023	То же (46)	1,85	-	-	81,8	190,6	-	Не обн.	0,01	-	4,04	5,45	1,96	-	-	1893	-	-	-	-	-	-
6028	(70)	1,55	12,6	14,0	453,8	231,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6028/1	Каол+сера+кв (30)	2,1	11,4	10,5	40,9	57,0	-	-	-	-	11,51	1,7	7,16	-	1421	3788	56376	-	548	62,345	1,53	0,091
											3,88	2,03	2,52	274,4	546	38,2	7777	-	376	8,759	1,85	0,006

* Температура в точках отбора образцов, °С.

Аналитики: М.М. Белохвостова, В.М. Новиков, А.Д. Глазунова, В.Д. Пампура, О.И. Пройдакова, 1972-1975 гг.
 Обозначения минералов: каол - каолинит, монт - монтмориллонит, гп - гипс, кв - кварц, пир-мк - пирит-марказит, пл - плагиоклаз, ст - стекло, маг - магнетит.

скважине 921 на расстоянии 0,2 м содержания цинка возрастают от 0,0037 до 0,0246%, мышьяка - от 1,3 до 9 г/т, в то же время количество хрома убывает от 21 до 8,7 г/т. На Северо-Камбальном термопроявлении наблюдаются еще более яркие примеры: в скв. 942 содержание цинка на расстоянии 0,2 м возрастает с глубиной от 0,003 до 3%.

Проявление столь большой дисперсии концентраций, их гетерогенности на одном из начальных этапов отложения сульфидной минерализации наряду с образованием существенных количеств метастабильных фаз (марказит) свидетельствует о неустановившемся процессе сокристаллизации в системе сульфид-элемент-примесь. Подобная гетерогенизация химического состава может быть обусловлена наложением явлений термодиффузионного транспорта вещества.

Очевидно, корреляция распределений элементов в ореолах с температурой или температурным градиентом (рис. 31) отражает всю зональность процессов переноса, являющихся функцией температуры.

Таблица 22

Состав поровых растворов контрольных образцов монтмориллонитовых глин

Образец	Концентрация, мг/л			
	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²
819/0,8				
На воздухе	65,0	10,9	95,6	126,6
В атмосфере гелия	65,0	13,4	76,5	58,7
823				
На воздухе	9,4	4,0	-	-
В атмосфере гелия	20	12,9	-	-

Таблица 22 (окончание)

Образец	Концентрация, мг/л				
	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	Fe	Zn	Cu
819/0,8					
На воздухе	97,2	734,1	45,0	11,5	6,35
В атмосфере гелия	111,1	898,7	0,0	13,5	4,70
823					
На воздухе	-	-	0,0	0,10	0,05
В атмосфере гелия	-	-	0,0	0,06	0,06

Таблица 23

Зональность состава поровых растворов

Скважина	Расстояние от источника, м	Глубина отбора, м	T, °C	Концентрация, мг·экв/л		
				Na ⁺	K ⁺	Li ⁺
Восточно-Паужетское термопроявление						
Восточнее источника						
823	80	2,0	15	0,86	0,32	0,0037
920	20	1,2	50	2,60	0,33	0,024
909	10	1,2	90	10,40	9,59	0,039
908	8	1,2	98	8,60	0,49	0,018
907	6	1,3	98	12,90	0,90	0,025
905	2	1,2	98	7,50	0,59	0,030
904	1	1,3	95	14,10	0,95	0,121
900	0,5	1,0	98	10,90	1,00	0,069
954	0,1	1,4	98	8,30	0,49	0,030
935	Термальные конденсаты		98	0,61	0,21	0,026
932	То же		98	0,09	0,031	0,017
Западнее источника в районе выхода пара						
921	10	0,2	93	8,60	0,72	0,024
6004	40	0,8	79	1,12	0,16	Не опр.
922	50	0,5	63	13,20	1,05	0,046
6006	60	2,5	70	0,65	0,13	0,040
925	40	1,0	42	4,00	0,39	0,017
Северо-Камбальные паровые струи, I группа						
СК-80	Источник		100	Не опр.	Не опр.	Не опр.
937	1,5	0,4	84	2,87	0,49	0,023
950	5,0	0,6	80	3,47	0,59	0,069
939	6,0	0,45	92	3,43	0,41	0,019
942	17,0	0,45	82	3,56	0,36	0,016
947	38,0	1,0	69	4,22	0,36	0,017

Максимальная величина коэффициента концентрирования

Геохимические особенности поровых растворов субповерхностных термопроявлений. После отбора пробы поровых растворов отфильтровывались и анализировались на K, Na, Ca, Mg, Mn, Fe, Cu и Zn методами атомно-абсорбционной спектрометрии на приборах Perkin-Elmer-303 и 403 (Знаменская, Новиков, 1969; Пампура, Новиков, 1975). Определение K, Na, Cu и Zn проводилось в пламени смеси пропан+бутан+воздух, а для Ca, Mg, Mn и Fe использовалась смесь ацетилен+воздух. Для исключения влияния больших содержаний сульфат-иона анализируемые и стандартные растворы буферировались лантаном (1 мг/л La). Элементы Li, Rb и Cs определялись мето-

Концентрация, мг·экв/л

Rb ⁺	Zn, мг/л	Cu, мг/л	Mg ⁺²	Ca ⁺²	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²
-----------------	-------------	-------------	------------------	------------------	-----------------	-------------------------------

Восточно-Паужетское термоявление

-	0,06	0,06	0,92	1,91	1,96	4,15
0,00014	0,042	He опр.	He опр.	He опр.	4,0	11,0
0,00027	0,13	"	8,64	2,34	4,80	9,29
0,00027	0,39	0,01	2,99	2,94	5,59	9,29
0,00043	2,22	He опр.	8,46	3,54	3,52	20,54
0,00091	3,17	"	6,06	5,94	4,76	He опр.
0,00098	0,78	"	6,18	17,82	4,76	32,66
0,00040	3,47	0,51	13,82	8,89	6,39	31,50
0,00023	0,30	He опр.	30,0	17,94	4,76	He опр.
0,00007	0,27	0,01	2,97	9,88	0,601	10,88
-	0,096	-	1,98	0,98	0,40	3,38
0,00019	12,96	8,33	7,76	5,09	4,79	36,98
He опр.	12,72	6,52	25,50	14,69	0,94	309,29
0,00021	33,98	31,98	9,86	8,89	7,98	35,0
0,00010	He опр.	2,05	4,69	10,20	1,29	77,11
0,00021	0,28	He опр.	6,06	5,94	4,76	1,66

Северо-Камбальные паровые струи, I группа

He опр.	He опр.	He опр.	1,96	0,87	0,04	He опр.
0,00027	1,97	0,15	3,01	4,98	2,38	10,10
0,00035	21,22	24,83	45,88	8,89	3,60	40,37
0,00019	1,75	0,54	28,40	9,88	5,19	46,14
0,00007	3,80	0,77	He опр.	He опр.	1,80	17,00
0,00014	0,28	-	3,00	2,99	3,96	8,52
			23,4	11,3	129,7	

дом фотометрии пламени на приборе, собранном на базе спектрометра ДФС-12 (Гомонова, Новиков, 1971).

Чувствительность используемых методов: Li, Rb, Cs - 0,005 мкг/л, Cu - 0,1 мкг/л, Zn - 0,007 мкг/л и Fe - 0,03 мкг/л (общее железо).

Содержание Ca и Mg контролировалось трилометрическим методом. Анионы Cl⁻ и SO₄⁻² определялись соответственно стандартными меркурометрическим и весовым методами.

Часть растворов упаривалась со спектрально чистым угольным порошком, после чего смеси анализировались спектральными методами количественно на Zn, Al, Cu, Mo, Cd, Co, Ni, Cr, Ag и B.

Таблица 23 (окончание)

Скважина	Расстояния от источ- ника, м	Глубина отбора, м	T, °C	Минера- лизация, мг/л	Атомные отношения	
					Na/K	Li/Rb

Восточно-Паужетское термопроявление

Восточнее источника

823	80	2,0	15	284	2,7	-
920	20	1,2	50	850	7,8	171
909	10	1,2	90	1023	17,6	144
908	8	1,2	98	1257	17,5	67
907	6	1,3	98	1644	14,3	57
905	2	1,2	98	2199	12,7	33
904	1	1,3	95	2539	14,8	123,5
900	0,5	1,0	98	2384	10,9	172
954	0,1	1,4	98	-	17,0	129,0
935	Термальные конденсаты		98	801	2,96	371
932	То же		98	223	2,80	-

Западнее источника
в районе выхода пара

921	10	0,2	93	2369	11,9	125
6004	40	0,8	79	17130	7,0	-
922	50	0,5	63	2628	12,6	219
6006	60	2,5	70	4100	5,0	400
925	40	1,0	42	573	10,4	825

Северо-Камбальные паровые струи, I группа

СК-80	Источник		100	-	-	-
937	1,5	0,4	84	756	6	86,4
950	5,0	0,6	80	3191	5,9	193
939	6,0	0,45	92	30,34	8,4	100
942	17,0	0,45	82	-	9,9	308
947	38,0	1,0	69	757	11,7	123

Максимальная величина коэффициента концентрирования

Результаты анализов образцов поровых растворов приведены в табл. 21, вклейка.

Отбор поровых растворов в токе чистого гелия имел целью предохранение образцов влажных пород и растворов от окисления. Сравнение составов поровых растворов, отжатых на воздухе и в токе гелия (табл. 22), указывает на необходимость такой процедуры, особенно при длительном отборе пробы. В соответствии с данными П.А. Крюкова (1971) наибольшие расхождения в концентрациях присутствуют для магния, железа, калия и кальция. В первую очередь это относится к образцам пород, содержащим сульфиды, органику, существенное количество сероводорода в поровом пространстве и другие, легко окисляющиеся природные вещества.

Имеющиеся данные по Восточно-Паулетскому, Северо-Камбальному и Южно-Камбальному (II группа паровых струй) термопроявлениям позволяют разделить всю совокупность поровых вод на две группы: I группа представлена сульфатными железистыми

и кальциево-магниевыми растворами, $\frac{\text{SO}_4 \ 99,8}{\text{Fe } 80 \ \text{Ca } 80 \ \text{Mg } 20}$ с pH 3-7,5;

II группа объединяет сульфатно-хлоридные кальций-натриевые или

алюминий-железо-кальциевые воды, $\frac{\text{SO}_4 \ 90,7 \ \text{Cl } 9,3}{\text{Al } 60 \ \text{Ca } 50 \ \text{Mg } 50}$ с pH 0,97-6,0.

Сложный катионный состав поровых растворов обусловлен исключительно активной тепловой и химической обстановками их образования, особенно в субповерхностных условиях. Существенную роль в поровых растворах играют щелочно-земельные металлы, железо, алюминий и марганец (табл. 21). Концентрации основного аниона (сульфат-иона) изменяются от 500-600 мг/л до 15-100 г/л, что приближает поровые воды к рассолам. При этом количество хлорид-иона возрастает до 1,5-3,8 г/л. Как правило, pH (измеренное на воздухе при 20°C) таких вод колеблется в пределах 0,9-3,2.

Наибольшие концентрации растворов характерны для зон сульфидной минерализации и обогащены цинком (до 340 мг/л), медью (до 33,5 мг/л), алюминием (до 170 мг/л), марганцем (до 79 мг/л) и железом (580 мг/л). Во всех случаях в недрах термопроявлений наблюдается четкая геохимическая зональность состава поровых растворов (Пампура, Новиков, 1975).

При переходе от "холодных" (40-60°C) к "горячим" зонам (80-140°C) термопроявлений близ выходов паровых струй, фумарол и конденсатов состав поровых растворов существенно меняется (табл. 23): увеличиваются концентрации Na^+ , K^+ , Mg^{+2} , Ca^{+2} , Fe, Mn, Al, Zn, Cu, SO_4^{-2} и Cl^- с возрастанием общей минерализации от 500-600 мг/л до 100 и более г/л; растворы обогащаются магнием относительно кальция, при этом отношение $(\text{Mg} + \text{Ca}) : (\text{Na} + \text{K})$ увеличивается, а $\text{Cl} : \text{SO}_4$ уменьшается; pH растворов переходит из щелочной в кислую область от 6-7 до 0,9-3,0.

Составы поровых растворов изменяются не только по латерали, при пересечении температурных зон, но и по нормали к поверхности термопроявлений (табл. 24), при переходе из каолинитовой зоны в монтмориллонитовую и далее в монтмориллонит-цеолитовую. С глубиной возрастают концентрации кальция, магния, увеличивается количество калия по отношению к натрию. В зонах повышенных температур увеличивается содержание сульфата, в то время как хлор не обнаруживается совсем или содержания его не превышают 20-30 мг/л. Наибольшее количество хлора найдено в поровых растворах на периферии термопроявлений (например, в скважине 800).

Таблица 24

Концентрация поровых растворов гидротермальных глин Восточно-

Образец и глубина его отбора, м	Состав пород	Концентрация,		
		Na ⁺	K ⁺	Li ⁺
800/0,55	Каолинитовые глины (30)*	0,62	0,20	0,005
800/1,05	Каолинитовые глины с гидроокислами железа (40)	0,42	0,15	-
800/1,25	То же (55)	0,47	0,10	-
800/1,44	Монтмориллонитовые глины с пиритом (60)	0,48	0,26	-
800/1,80	Монтмориллонит-гидрослюдистые глины с пиритом (77,5)	0,88	0,41	0,005
800/2,35	То же (85)	0,86	0,40	-
818/0,55	Монтмориллонитовые глины с пиритом (56)	0,88	0,31	0,009
818/0,75	То же (88)	0,64	0,27	0,006
818/1,0	" (96)	0,49	0,35	0,003
804/1,45	Каолинит-монтмориллонитовая глина (60)	0,62	0,46	0,02
804/3,0	Монтмориллонитовая глина (80)	0,71	0,38	0,009
6016/0,35	То же (63)	0,56	0,06	-
6016/0,65	" (94)	0,93	0,35	-
6005/0,25	Каолинитовая глина (40)	0,61	0,03	-
6005/0,45	То же (52)	0,37	0,04	-
6005/1,05	Монтмориллонитовая глина (88)	0,37	0,08	-
6005/1,35	То же (89)	-	-	-

* В скобках указана температура, °С.

Поровые растворы термопроявлений собственно Паужетской системы вообще бедны хлором и этим отличаются от аналогичных вод Южно-Камбальной группы гидротерм. Следует сказать, что поровые растворы этих термопроявлений высоко минерализованы (до 110 г/л), обладают низким рН и содержат большие количества кремния и алюминия (см. табл. 21). Степень изменения концентрации поровых растворов относительно термальной воды конденсатов отражена величинами коэффициентов концентрирования для каждого из компонентов в табл. 23. Явление концентрирования поровых растворов отмечено в работах С.И. Набоко (1963) и Ю.П. Трухина (1970) на примере Паужетского термального поля до глубины 296 м. При этом величины коэффициентов концентрирования не зависят от глубины отбора образцов растворов.

Паужетского термопроявления на различных глубинах

мг·экв/л						Na/K
Ca ²⁺	Mg ²⁺	Zn, мг/л	Cu, мг/л	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	
-	-	2,8	0,37	-	-	3,1
2,96	2,97	-	-	3,58	10,15	2,8
3,93	3,98	-	-	3,08	9,29	2,93
3,95	4,94	-	-	2,77	8,33	1,85
2,88	3,82	1,1	0,30	2,74	7,60	2,0
17,8	11,63	-	-	1,18	6,50	2,2
2,88	4,47	10,0	16,8	1,96	33,9	2,84
4,77	6,69	7,0	4,41	1,96	22,15	2,36
7,92	15,76	3,7	0,28	1,98	-	1,4
-	-	3,2	1,57	-	-	1,35
-	-	0,41	0,53	-	-	1,87
3,06	2,65	4,46	0,42	1,14	59,12	9,33
24,07	70,38	383,4	0,55	0,94	217,62	2,66
4,08	1,02	0,19	-	0,94	9,22	20,33
7,14	1,02	0,48	-	-	11,14	9,25
2,25	1,01	0,13	-	-	11,02	4,63
-	-	12,94	0,2	-	-	-

Имеющиеся данные позволяют установить для Паужетского термального поля следующий ряд компонентов по убывающей величине коэффициентов концентрирования

катионы: Cu Zn Na Rb Mg Li K Ca

анионы: Cl SO₄

В целом заметно выдерживается последовательность Na K и Mg Ca.

Рассмотрим условия концентрирования отдельных компонентов поровых растворов.

Натрий и калий накапливаются в поровых растворах из монтмориллонитовых глин в зонах наибольшего прогресса (рис. 32,33). Отношения Na/K возрастают от периферии к активному в тепловом

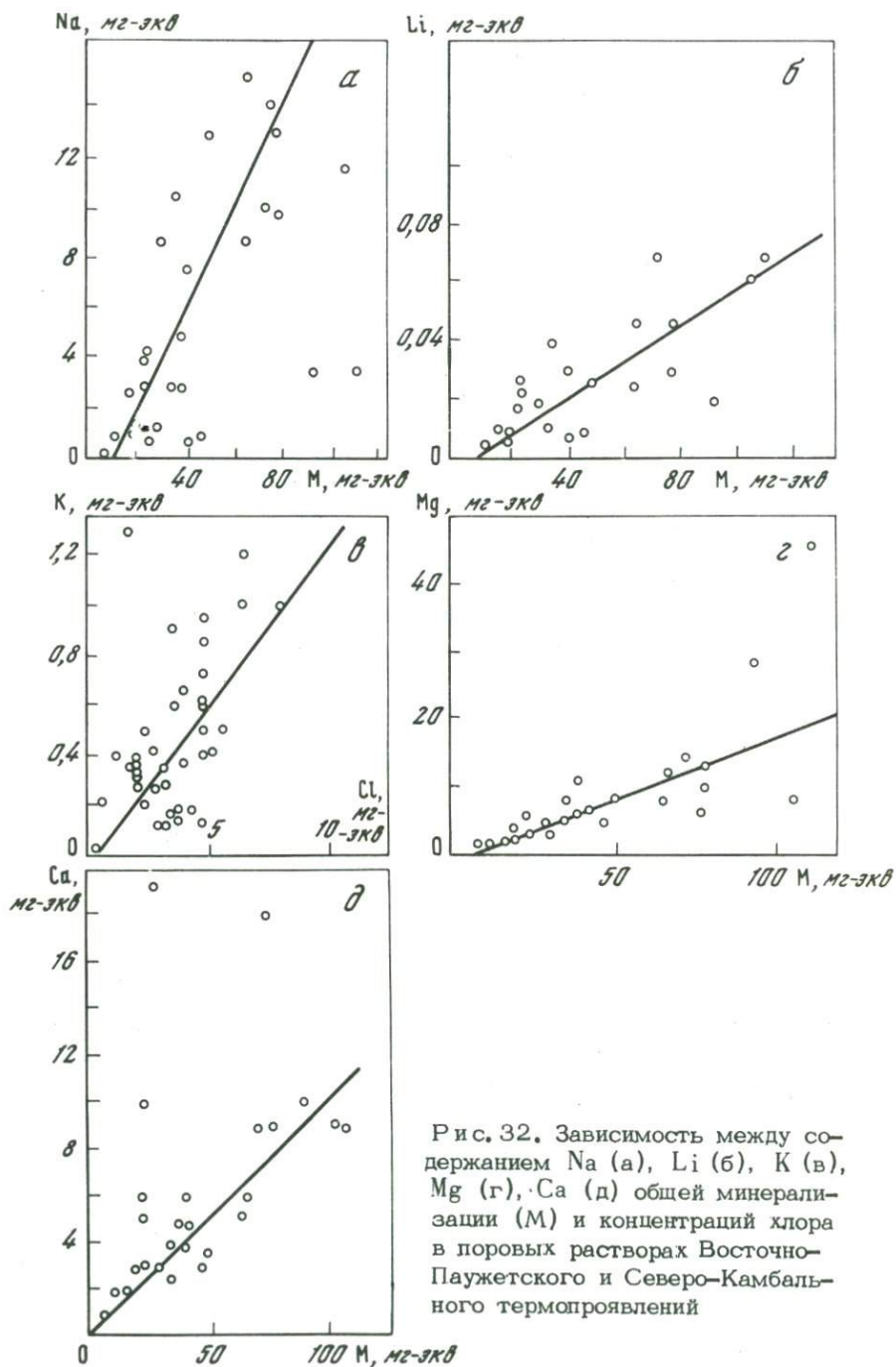


Рис. 32. Зависимость между содержанием Na (а), Li (б), K (в), Mg (г), Ca (д) общей минерализации (М) и концентраций хлора в поровых растворах Восточно-Паужетского и Северо-Камбальского термопроявлений

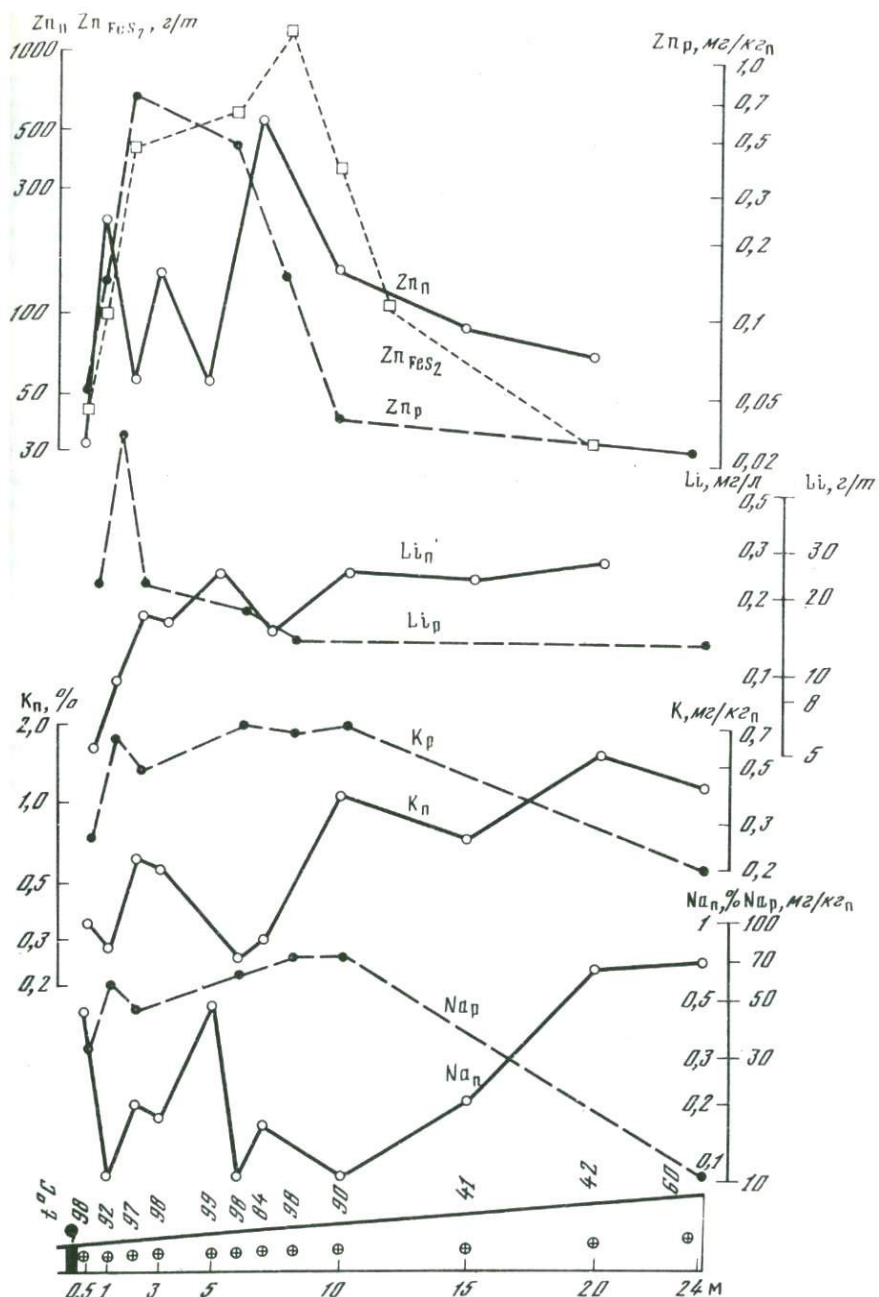


Рис. 33. Взаимосвязи между содержанием Zn, Li, K и Na в монтмориллонитовых глинах (K, Na и т.д.), их сульфидной фракции (Zn_{FeS_2}) и отжатых из них поровых растворах (K_p, Na_p) Восточно-Паужетского термопроявления

Таблица 25

Химический состав монтмориллонитовых глин, вес. %

Компонент	954	904/1,3	905/1,2	907/1,3	908/1,2	909/1,2
	(98-96)*	(92)	(96)	(98-96)	(98)	(90)
K	0,68	1,04	0,68	1,0	0,24	0,37
Na	0,12	0,08	0,09	0,07	0,05	0,06
Ca	0,46	0,38	0,32	0,29	0,04	0,39
Mg	1,50	2,09	1,54	3,52	3,18	0,83
Mn	0,069	0,44	0,054	0,20	0,31	0,03
Fe	8,0	6,4	6,8	8,0	7,22	8,4

* В скобках дана температура, °С.

отношении центру гермопроявления, увеличиваясь от 1,2 до 20. Натрий накапливается быстрее, чем калий, активно адсорбирующийся на глинистых минералах и вовлекающийся в их структуру. На это указывает также сопоставление Na/K отношений в силикатной части пород (рис. 33). Концентрации Na и K в поровых растворах линейно коррелируются с их общей соленостью или минерализацией. Аналогичная связь отмечена между калием и хлором (рис. 32).

Обогащение поровых растворов щелочами происходит в зона выноса натрия и калия из пород в процессе гидротермальных изменений (табл. 25, рис. 33). Для удобства сравнения с процентным содержанием натрия и калия в породах количества этих компонентов в поровых растворах пересчитаны на мг металла в 1 кг породы (мг/кг породы) с учетом массы порового раствора или абсолютной влажности.

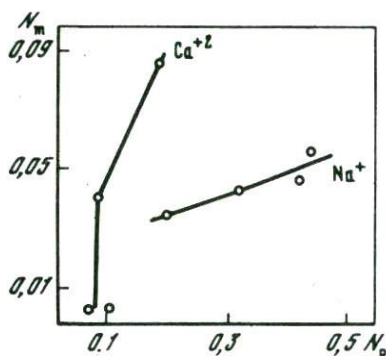
Литий, рубидий и цезий (Пампура, Новиков, 1975) накапливаются в поровых растворах в тех же условиях (рис. 33). Концентрация отношений лития к рубидию в зонах измененных пород достигает 3-10, чем подчеркивается зональность состава растворов. Периферические холодные зоны характеризуются минимально низкими содержаниями лития - 0,03-0,1 мг/л, цезий вообще не обнаруживается, рубидий - 0,006-0,015 мг/л.

Относительно тесная корреляция наблюдается у лития с хлором и общей минерализацией растворов (рис. 32). Подобной зависимости для рубидия нет.

Аналогично калию и натрию литий и рубидий концентрируются в поровых растворах в процессе выноса этих элементов при гидротермальном изменении пород (рис. 33). Расчеты показывают, что в поровом растворе присутствует максимум 0,9-1% всего количества лития, вынесенного из пределов зоны монтмориллонитовых глин. Основная масса лития выносится с термальной водой конденсатов.

Кальций и магний накапливаются в поровых растворах зоны монтмориллонитовых глин в непосредственной близости от выходов гермальных источников или паровых струй (см. ниже рис. 36). Наибольшие концентрации этих компонентов (до 850 мг/л Mg^{+2} и 480 мг/л Ca^{+2}) характерны для участков сульфидного оруденения гермальных полей (образцы 950, 820, 6016/0,7, 6028, табл.21). Наименьшие количества этих элементов обнаруживаются в поровых растворах из неизмененных пород (К-823, К-925, табл. 21).

Рис. 34. Распределение кальция и натрия между обменным комплексом монтмориллонитов и сосуществующим поровым раствором при 96°C (N_t и N_p - мольные доли компонентов в твердой и жидкой фазах)



Концентрации кальция и магния находятся в прямой пропорциональности от общей минерализации растворов (см. рис. 32). На фоне общего частичного обеднения пород кальцием в процессе аргиллизации концентрации этого компонента возрастают в поровых растворах. В то же время обогащение пород магнием стимулирует возрастание его содержания в сосуществующих поровых растворах.

Поведение кальция в системе "поровый раствор - породы" следует рассматривать в комплексе с обменными катионами монтмориллонита К и Na.

Для серии образцов монтмориллонитовых глин и сосуществующих с ними поровых растворов (отжатых из них) были рассчитаны мольные доли Ca, K, Na и их отношения, характеризующие коэффициенты распределения обменных катионов между монтмориллонитом и поровым раствором. Естественно, что эти коэффициенты дают лишь оценку установления равновесия и не могут быть использованы для расчета константы равновесия обмена, так как определение коэффициентов активности в твердой фазе не представляется возможным. Несмотря на это, удается показать линейную зависимость мольных концентраций Ca, Na и отношений K/Na (рис. 34) для температуры 96°C, что указывает на существование установившегося обменного равновесия.

Однако в пределах термопроявлений обнаруживаются участки пород, характеризующиеся обратными соотношениями концентраций этих компонентов. Здесь равновесные соотношения смещены в сторону возрастания подвижности натрия, кальция и калия. Усилена тенденция к переходу и накоплению их в поровых растворах. На эту

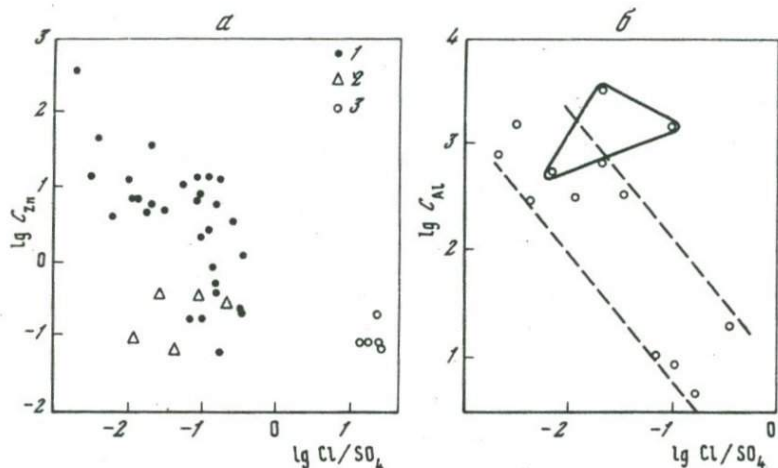


Рис. 35. Зависимость между содержаниями Zn (а), Al (б) и отношением Cl/SO_4 в поровых растворах

1 - поровые растворы; 2 - конденсаты; 3 - хлоридно-натриевые гидротермы

особенность уже обращалось внимание при анализе распределений щелочных элементов.

Зоны "неустановившегося равновесия" располагаются вблизи трещинных выбросов слабоминерализованных конденсатов и вообще термовыводящих трещин.

Цинк, медь и алюминий обнаруживаются во многих образцах поровых растворов. Наибольшие концентрации этих компонентов приурочены к монтмориллонитовым глинам с сульфидным оруденением ($Zn - 383$, $Cu - 33,5$ и $Al - 3082$ мг/л). Тем не менее иногда и красные каолиновые глины из зоны окисления содержат поровые растворы с концентрациями цинка до 1-3 мг/л (скв. 800). Содержания цинка и меди в неизмененных породах составляют сотые доли мг/л.

Повышение концентраций металлов в поровых растворах связано с обогащением их сульфат-ионом, ведущим к уменьшению величины отношения Cl/SO_4 . На рис. 35 показан характер обратной корреляции цинка и алюминия с отношением Cl/SO_4 .

Содержание цинка в поровых растворах Восточно-Паужетского поля четко коррелируется с валовыми содержаниями цинка в сосуществующих сульфидах (пирит и марказит) в пересчете на массу раствора и сульфида в 1 кг породы (табл. 26, рис. 33).

Распределения меди и цинка в поровых растворах идентичны (табл. 21).

Содержания цинка и меди в исследованных нами растворах превышают известные данные (Уайт, 1970) по содержаниям этих металлов в горячих источниках, связанных с месторождениями цветных

металлов и руды. Среди них наибольшими содержаниями цинка и меди отличаются такие, как Солгон-Си (США) - 970 мг/л Zn и 3,7 мг/л Cu источники Тамагава (Япония) - 2,8 мг/л Zn и 0,1 мг/л Cu. Содержания цинка в хлоридно-натриевых термальных водах Паужетского месторождения по нашим данным (отбор проб на изливе скважин) составляют: источник Парящий-I - 0,07 мг/л, скважина К-14 - 0,075 мг/л, К-15 - 0,074 мг/л, источник Гейзер-I - 0,176 мг/л, источник на берегу р. Паужетки - 0,077 мг/л.

В большинстве точек поровые растворы оказываются пересыщенными цинком и медью по отношению к сфалериту и халькозину, растворимость которых в условиях, близких к природным (рН 3,8 - 6,8; 0,1 N NaCl; насыщенные растворы H_2S), по данным Б.Н. Мелентьева, В.В. Иваненко и Л.А. Памфиловой (1968), составляет приблизительно 0,024-0,73 мг/л Zn при 100°C и 0,002-3,4 мг/л Cu при 140°C.

Условия концентрирования и зависимость состава поровых растворов от температуры. Одной из особенностей поровых растворов является их высокая концентрация вообще и, в частности, по отношению к питающим их подземным водам свободной циркуляции (табл. 24).

Основными факторами возникновения и существования высококонцентрированных поровых растворов субповерхностных термопроявлений можно считать: 1) установившийся температурный режим с высокими значениями температурных градиентов (до 70°C/м); 2) высокую степень газонасыщенности термальных вод и пород термопроявлений; 3) ионообменные свойства гидротермальных глин, глинистых минералов и других силикатов, слагающих толщи гидротермально измененных пород термопроявлений.

Многочисленные данные об изменении химического состава поровых растворов обобщены на серии разрезов Восточно-Паужетского термального поля (рис. 36, вклейка). Здесь видна отчетливая взаимосвязь пространственного положения изоконцентрат магния, цинка, щелоч-

Таблица 26

Концентрация цинка в поровых растворах и сосуществующих с ними пиритах Восточно-Паужетского термопроявления

Образец	Содержание пирита, %	В пирите, г/т	В растворе, мг/л	В растворе, мг/кг породы	В сульфиде, мг/кг породы
954	2,0	43	0,30	0,05	0,86
904/1,3	3,8	101	0,78	0,13	3,85
905/1,2	4,08	426	3,17	0,67	17,40
907/1,3	1,5	581	2,22	0,44	7,5
909/1,2	3,0	368	0,13	0,04	1,1

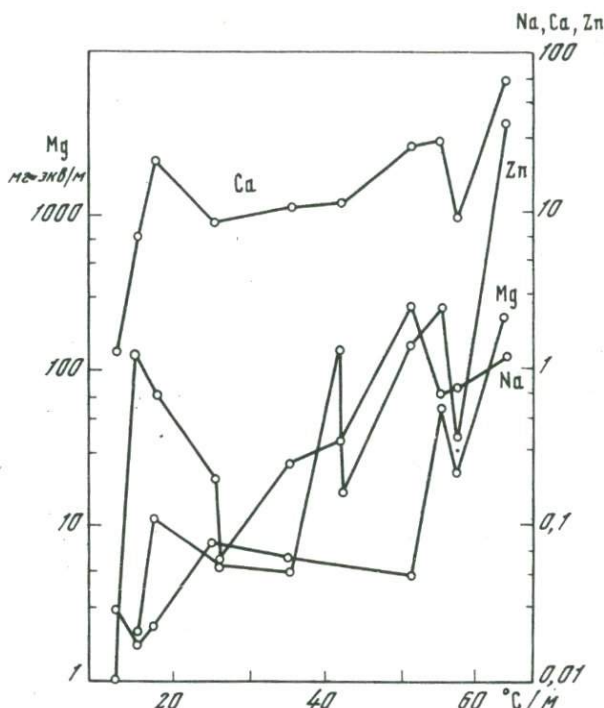


Рис. 37. Зависимость градиентов концентраций поровых растворов от градиентов температур

ных металлов, а также изолиний отношений Na/K , Cl/SO_4 и Ca/Mg с изотермами и изолиниями расчетных величин тепловых конвективных потоков q_t . В целом эта взаимосвязь свидетельствует о возрастании содержания магния, кальция, натрия, цинка, меди, алюминия, сульфат-иона в поровых растворах с увеличением температуры пород. Области термовыводящих грешин, характеризующиеся повышенными температурами, их градиентами и тепловыми потоками (например, участки разреза в районе скважин 6004, 6018, 820, 6016, 921 и 806), отличаются в то же время максимальными концентрациями перечисленных компонентов поровых растворов. Отношение $\text{Na}:\text{K}$ увеличивается с повышением температуры от 1,5–3 при 25–35°C до 12–17 при 90–100°C. Подобные изменения количеств щелочей обусловлены ионообменными процессами между поровыми растворами и монтмориллонитовыми глинами. Доля калия в ионообменном комплексе монтмориллонитов увеличивается с повышением температуры (табл. 18). Одновременно изменяется состав этих минералов в целом в зависимости от положения в температурном поле.

Степень сульфатности поровых растворов менее подвержена влиянию теплового поля, а скорее отражает присутствие или близость

поверхности термопроявления, где развиты процессы окисления соединений серы, в том числе и сероводорода, как обычного газового компонента термальных вод.

Однозначная зависимость выявляется при корреляции градиентов концентраций поровых растворов с градиентами температуры в точках отбора проб. На рис. 37 видно, что градиенты содержаний (мг·эquiv/м) Са, Mg, Na и Zn резко возрастают при увеличении температурного градиента от 10–12 до 64°C/м.

Отмеченные здесь и ранее различные температурные зависимости концентраций компонентов поровых растворов свидетельствуют о наличии механизма тепловой или термоградиентной миграции вещества в недрах субповерхностных термопроявлений наряду с переносом поровой влаги (Jackson, Rose, Penman, 1965; Глобус, Розеншток, 1974). В этом случае термоперенос вещества будет наиболее интенсивен там, где длительное время существует устойчивый температурный градиент. Заметны резкие скачки градиентов концентраций в области наибольших градиентов температуры, например, для цинка это 39 мг·эquiv/м, для магния 230 мг·эquiv/м и т.д.

Подробный анализ механизма термопереноса будет рассмотрен нами далее в разделе о моделях тепло-массообмена.

Одной из причин высоких концентраций поровых растворов является постоянно поддерживающееся значительное газосодержание термальных трещинных вод, конденсатов и глубинного пара. Даже после сепарации хлоридно-натриевые воды на изливе содержат 20–60 мл газа на 1 л воды. Среди них преобладают CO₂ – 60–70% и N₂ – 32–50%. Парогазовая фракция конденсатов содержит сероводород в количестве от 5 до 60 мг/л конденсата. При разбурировании центральной части Восточно-Паужетского термопроявления нами были обнаружены струи почти чистого сероводорода.

Процесс отделения и миграции газов в горячем состоянии через голцу гидротермально-измененных пород, насыщенных поровыми растворами, способствует неуклонному росту концентраций сульфат- и бикарбонат-ионов, а вместе с тем и общей минерализации этих вод.

Глава III

ТЕПЛО-МАССООБМЕН В НЕДРАХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Современные направления исследований переноса энергии и вещества в геологических процессах

На современном этапе развития геологических наук многими исследователями признается исключительная важность изучения термической истории систем геологических тел и процессов. Однако первые работы в этом направлении были осуществлены уже более сорока лет тому назад.

Целенаправленные исследования начинаются с 30–40-х годов. Джонсом (Jones, 1934) рассматривается влияние температурных полей на условия формирования рудных тел. В это же время известным исследователем рудных месторождений Г. Шнейдерхоном (Schneiderhöhn, 1934) осуществляется попытка установить зависимости образования различных минеральных ассоциаций от температуры остывания интрузий. Эти работы предшествовали появлению "ряда зональности" Эммонса. Однако уровень математического аппарата и обеспечения задач не позволил исследователям этого времени обобщить и количественно интерпретировать полученные результаты.

Лавринг в своих работах (Lovering, 1935, 1936) затрагивает более широкий круг вопросов связей рудоотложения с тепловым магматогенным процессом, а позднее (Lovering, 1955) дает математические основы теплопереноса применительно к геологическим проблемам и вычисляет температурно-временные кривые на контакте вмещающих пород и расплава, пользуясь уравнениями Эренбурга (Ehrenburg, 1932).

В работе 1955 г. Т. Лавринг критически анализирует результаты ранних исследований (до 1952 г.), касаясь методов измерения температуры и математического расчета температурных полей. Особое внимание уделяется им вопросу абсолютного времени остывания интрузивных тел. Он считает, что "когда время становления интрузии незначительно по сравнению с временем остывания, математическое предположение (о температурном поле, возникающем при одноактном внедрении магмы, — Прим. автора) оказывается полностью оправданным". При многократном внедрении магмы время значительно меняется и распределение температур практически не поддается определению.

Т. Лавринг обращает внимание на роль скрытой теплоты кристаллизации, которая оказывает существенное влияние на сохранение

температуры стенки канала, по которому перемещается расплав. Поскольку в этих случаях подчас возникают непреодолимые трудности математического описания, Т. Лавринг находит возможным использование метода тепловых моделей как наиболее надежного способа описания процессов. Необходимость учета скрытой теплоты плавления Т.Лавринг подчеркивает и в последующих работах, где он предполагает, что время затвердевания при этом изменяется как квадрат отношения параметров G в течение ранних стадий кристаллизации, т.е.

$$\tau_1 = \tau_2 \left(\frac{G_1}{G_2} \right)^2, \quad (\text{III-1})$$

где G - корень уравнения;

$$\frac{1 - \operatorname{erf}(bG)}{1 + \operatorname{erf}(G)} \exp[(b^2 - 1)G^2] = a \frac{t_1 - t_0}{t_1}. \quad (\text{III-2})$$

Этой же теме посвящена и работа Е.Ларсена (Larsen, 1945), где делается попытка расчета температурных полей и времени остывания батолитов при отсутствии геотермического градиента. Е.Ларсен учитывает и оценивает скрытую теплоту плавления с помощью введения скорости движения фронта кристаллизации, используя уравнение (для случая тонкого льда)*:

$$\frac{dx}{dr} = \frac{\lambda t_0}{\rho x}, \quad (\text{III-3})$$

где λ - коэффициент теплопроводности льда; t_0 - температура кристаллизации.

В 1948 г. публикуется монография Л.Р.Ингерсола, О.Дж.Зобеля и А.К.Ингерсола (Ingersoll et al., 1948), которая являлась руководством по общей теории теплопроводности применительно для геологии. Благодаря допустимым упрощениям теплового процесса, представилась возможным математически описать его. "Но при этом, - подчеркивает Ингерсол, - необходимо нахождение простых решений дифференциального уравнения Фурье, понятных геологам, для окончательных вычислений". Подобные решения и математический подход к ним и даны авторами для таких геологических объектов, как интрузив (телопередача сферического тела) и тела дайковых пород (телопередача плоской плиты и параллелепипеда).

В работе рассмотрен вопрос о продолжительности остывания простых тел и выведено правило, что время достижения одинаковых температур в двух точках пространства прямо пропорционально квадрату расстояния между ними. Как следствие из приведенного правила является вывод о подобии времени и возможности его моделирования в геологических процессах.

Позже расчетом температурных полей интрузий занимается Д.Н.Казанли (1948-1950, 1952). Он показывает влияние темпе-

*Здесь и далее в этом разделе главы написание формул и условные обозначения строго соответствуют оригиналам цитируемых работ.

ратурного фактора на зональность гипогенной минерализации и его роль при рудообразовании: "в образовании металлонесных жил и скарновых зон главную роль играл тепловой эффект, полученный от прогрева теплом интрузии... и температурное поле аликальных частей определило зональное расположение рудных проявлений".

Д.Н. Казанли предложил математическую модель температурного поля для сферического тела:

$$t = \frac{t_0}{2} \left[\operatorname{erf} \left(\frac{R-x}{2\sqrt{ar}} \right) + \operatorname{erf} \left(\frac{R+x}{2\sqrt{ar}} \right) \right] + \frac{t_0\sqrt{ar}}{x\sqrt{\pi}} \left[\exp \left(-\frac{R+x}{2\sqrt{ar}} \right)^2 - \exp \left(-\frac{R-x}{2\sqrt{ar}} \right)^2 \right], \quad (\text{III-4})$$

где t_0 - начальная температура интрузии; R - ее мощность;

$$a = \frac{K}{\rho c}, \quad \Phi(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x \exp(-z^2) dz.$$

Используя найденное распределение температур, он пытается установить температурные интервалы кристаллизации различных минералов и подсчитать время формирования интрузии.

Связь зональности оруденения и температурных полей анализирует в своей работе П.Н. Кропоткин (1957).

Фундаментальными исследованиями, точными математическими выкладками и их геологической интерпретацией отличаются работы Дж.К.Егера (Jaeger, 1957, 1959, 1964), использовавшего метод Шварца. Он, как и предыдущие исследователи, считает локализацию рудных месторождений связанной с динамикой температурных полей и показывает, что их характеристики меняются при учете (даже в первом приближении) фазовых переходов в процессе кристаллизации магмы:

$$\hat{t}_{\text{крист}} = \frac{t_0}{1 + \operatorname{erf}(G)}, \quad (\text{III-5})$$

где t_0 - начальная температура расплава; $\hat{t}_{\text{крист}}$ - температура кристаллизации расплава; G - корень уравнения;

$$\frac{1 - \operatorname{erf}(bG)}{1 + \operatorname{erf}(G)} \exp[b^2 - 1] G^2 = a \frac{t_1 - t_0}{t_1}. \quad (\text{III-6})$$

Вычисляя температуру (t_c) расплава на контакте с породами (Carslaw, Jaeger, 1959; Jaeger, 1959), Дж.К.Егер также учитывает скрытую теплоту плавления L

$$t_c = Kt_1 / (K + \operatorname{erf}(S)), \quad (\text{III-7})$$

где S - корень уравнения

$$S [K + \operatorname{erf}(S)] \exp(S^2) = Gt_1 / L\pi^{1/2}, \quad (\text{III-8})$$

здесь t_1 - температура пород;

$$K = (\lambda_1 a^{1/2}) / (\lambda a^{1/2}).$$

Дж.К.Егер предлагает метод расчета для случая внедрения магматического расплава во влажные вмещающие породы с учетом скрытых теплот кристаллизации и парообразования. Время затвердевания магмы в такой системе может быть получено из формулы

$$\tau_s = \frac{2D^2}{S^2 a} \cdot 10^{-5} \text{ (лет)}, \quad (\text{III-9})$$

где D – ширина полосы затвердевания в м.

Итак, Дж.К.Егер первым обратил внимание на возможность массопереноса в породах под действием температурного градиента магматического расплава. Правда, он делает это косвенно, вводя в уравнение скрытую теплоту парообразования влаги вмещающих пород. В результате он выводит формулу, по которой определяется фронт движения пара (плоскость шириной D_s):

$$D_s = \frac{\gamma_0 a_0^{1/2}}{2\gamma_1 a_1^{1/2}} D, \quad (\text{III-10})$$

а распределения температур внутри кристаллизующейся магмы и во влажных вмещающих породах могут быть выражены термами γ_0 и γ_1 , которые являются корнями системы уравнений:

$$\gamma_1 \exp(\gamma_1)^2 [K \operatorname{erf}(\gamma_1) + \operatorname{erf}(\tau_1 \gamma_0)] = K \frac{(t_1 - t_0)G}{L\pi^{1/2}}; \quad (\text{III-11})$$

$$\begin{aligned} [t_0 \exp(-b^2 \gamma_0) + (\gamma_0 P L \rho'' \pi^{1/2} / \rho_0 c_0)] [K \operatorname{erf}(\gamma_1) + \operatorname{erf}(\tau_1 \gamma_0)] = \\ = K(t_1 - t_0) \exp(-\tau_1^2 \gamma_0^2) \operatorname{erf} c(b_1 \gamma_0), \end{aligned} \quad (\text{III-12})$$

где

$$b = 1 - \frac{P\rho'c'}{\rho c} \left(1 - \frac{\rho''}{\rho'}\right); \quad K = \frac{\lambda_0 a_1^{1/2}}{\lambda_1 a_0^{1/2}};$$

$$\tau_1 = \left(\frac{a_0}{a_1}\right)^{1/2};$$

ρ' и c' – плотность и теплоемкость воды соответственно;

ρ'' – плотность водяного пара (индекс "1" определяет магму;

"0" – влажные породы; без индекса – сухие породы).

Позже способность магм к массообмену и усвоению вещества окружающей среды исследовали А.А.Кадик и Н.И.Хитаров (1965, 1966). Они определили пределы потоков расплава, что позволило количественно оценить вероятность предполагаемых процессов взаимодействия магм с вмещающей средой. Для характеристики потоков использовались гидродинамические модели, которые позволили определить критерии переноса вещества. Было показано на основании работы Лайтхилла (Lighthill, 1953), что при определенных пе-

репадах температур возникают области застоя, обуславливающие зональность оруденения. А.А.Кадик и Н.И.Хитаров определили критические радиусы канала, при которых возможны зоны застоя:

$$R_{\min} = \left(4,45 \cdot 10^9 \frac{l}{t_1 - t}\right)^{1/4}; \quad R_{\max} = \left(4,45 \cdot 10^{15} \frac{l}{t_1 - t}\right)^{1/4}, \quad (\text{III-13})$$

где l - высота канала; t_1 - температура расплава; t - температура расплава на оси y холодного конца канала.

Интенсивность потока вещества $J=f(\mu)$ позволяет оценить влияние температуры на интенсивность массообмена через вязкость, т.е. $\mu = F(t)$. Показана большая роль воды, присутствующей в расплаве, в процессе массообмена магмы с вмещающими породами.

Интересно отметить, что некоторые исследователи, такие, как А.П.Виноградов (1959), Шимазу (1959). (Shimazu, 1961), В.А.Магницкий (1964), объясняют механизм перемещения масс вещества подобно процессу при зонной плавке, В.А.Магницким с этих позиций рассмотрены закономерности распределения основных рудо- и породообразующих минералов.

Ф.Хори (1968) рассматривает проблему распределения температур вокруг магматического очага, влияние этих температур на образование контактных ореолов и связь минеральных фаций с температурой интрузии. Ф. Хори считает контактовый метаморфизм продуктом температуры t , места x и времени τ . Для изучения особенностей температурных полей Ф.Хори строит три модели процесса теплообмена интрузии с вмещающими породами. Наиболее интересна модель, рассматривающая интрузивное тело конечной мощности r .

При мгновенном внедрении интрузива во вмещающие породы формируются температурные поля, которые описываются функциями:

$$t_1(x, \tau) = t_0 + \frac{t_1 - t_0}{2} \left(\operatorname{erf} \frac{x+r}{2\sqrt{a_1\tau}} + \operatorname{erf} \frac{|x|}{2\sqrt{a_1\tau}} \right), \quad (\text{III-14})$$

$r < x < 0$ - интрузия (расплав),

$$\text{и } t_2(x, \tau) = t_0 + \frac{t_2 - t_0}{2} \left(\operatorname{erf} \frac{x+r}{2\sqrt{a_2\tau}} - \operatorname{erf} \frac{|x|}{2\sqrt{a_2\tau}} \right) + gx,$$

$x > 0$ - порода,

(III-15)

Предполагается, что температура вмещающих пород является линейной функцией координат, т.е.

$$t_1(x, \tau) \Big|_{\tau=0} = f(x) = t_0 + qx. \quad (\text{III-16})$$

Ф.Хори рассчитал возможные скорости изменения температур и доказал, что градиент температуры в контактовой зоне имеет максимальную величину. Он дал количественную интерпретацию связи зон метаморфизма и полученных температурных полей.

Первым строгим количественным исследованием задачи о динамике теплообмена при кристаллизации расплава в отечественной литературе следует считать работу В.Н. Шарапова и В.Г. Меламеда (1966), основанную на методе точного решения при произвольных краевых условиях, разработанном В.Г. Меламедом (1957). Авторы этой работы исследовали процесс кристаллизации даек при мгновенном внедрении "сухого" магматического расплава в трещину большой протяженности.

При остывании "сухого" расплава на контакте с холодными породами образуется кристаллический слой, меняющийся во времени: $x = \xi(t)$. На этой подвижной границе постоянной температуры ($t = \text{const}$) выделяется теплота фазового перехода магмы $Q\xi'(t)$.

Авторы использовали известную задачу Стефана для построения температурного поля остывающей магмы. Теплота $Q\xi'(t)$ учтена граничным условием равенства тепловых потоков на подвижной границе раздела твердой и жидкой фаз:

$$\lambda_2 \frac{\partial t_2}{\partial x} \Big|_{\xi(t)} - \lambda_1 \frac{\partial t_1}{\partial x} \Big|_{\xi(t)} = Q\xi'(t), \quad (\text{III-17})$$

где λ_2 - теплопроводность пород; λ_1 - магмы.

Анализируя результаты расчетов в последующей обобщающей работе (Дударев, Кудрявцев, Меламед, Шаранов, 1972), авторы приходят к выводу, что "точный метод решения задачи значительно глубже отражает динамику температурного поля, чем... уравнение Шварца" (Jaeger, 1957).

Позднее этими исследователями была рассмотрена подобная модель плавления пород в условиях неоднородной среды при "дополнительном" потоке тепла.

Характерно, что моделируемые на этом этапе магматогенные процессы рассматривались без учета конвекции расплава. Одной из первых работ в этом направлении явилось исследование А.А. Кадиком и А.А. Ярошевским (1971) теплообмена в магматической системе в случае конвективного переноса тепла. При этом, как полагают авторы, в силу адиабатического распределения температуры в движущемся расплаве кривые распределения температуры магмы и температуры ее кристаллизации пересекаются в нижней части камеры. В результате этого процесс кристаллизации начинается на нижней границе и затвердевание магмы осуществляется снизу вверх.

На верхней границе магматического тела возникают условия для проявления плавления и контактового метаморфизма, поддерживающихся продолжающейся кристаллизацией на дне магматической камеры и конвективным переносом тепла кристаллизации.

Рассмотрению конвективных движений и теплообмена в процессах мангитного масштаба в последнее время посвящено много работ, анализ которых проводится в обобщающей статье Е.А. Любимовин, В.К. Власова и А.И. Оснач (1973).

Модели подобного рода базируются на решении уравнений Навье-Стокса и конвективного теплообмена. Удачной попыткой численного моделирования конвективных процессов в верхней мантии следует назвать работу Дж. Бреймекера (Bremaeker, 1971), в которой автор рассматривает двухмерную конвективную ячейку 600×4000 км с равномерно распределенными источниками тепла. По расчетам Дж. Бреймекера такая ячейка может функционировать в течение 75 млн. лет.

Краткий обзор исследований по моделированию теплообмена в магматогенных системах не позволяет провести детального анализа этих работ. Тем не менее в историческом аспекте можно выделить два этапа исследований. Первый характеризуется представлениями о главенствующей роли кондуктивной теплопередачи в геологических процессах и, как следствие, использованием в качестве модели уравнения Фурье. Второй аспект связан с представлениями о существенном значении фазового состояния магматогенных и гидротермальных систем, о роли фазовых границ и появлении внутренних источников теплоты фазовых переходов. Математической моделью этих явлений послужила так называемая задача Стефана.

Успешное использование модели Стефана для исследования сложных контактовых явлений связано в основном с работами В.Г. Меламеда, В.Н. Шарапова, А.Н. Дударева и В.А. Кудрявцева (1966, 1971, 1972).

Процессы тепло-массообмена в гидротермальных системах изучены менее полно. Это объясняется тем, что описание явлений переноса в капиллярно-пористых телах, какими представляются горные породы, связано с известными математическими трудностями и использованием более сложных "системных" математических и физико-математических моделей.

При моделировании гидротермальных процессов возникают трудности реализации моделей, связанные с численным решением математических уравнений или их систем. Эти трудности успешно преодолеваются лишь в последние годы в связи с широким внедрением в геологию современной вычислительной техники (ЭВМ и АВМ).

Простейшие модели теплообмена жидкостей со стенками трещинных каналов рассмотрены в работах П.Лаффита (Laffitte, 1958) с позиций распределения Фурье.

П. Лаффит рассматривает распределение температур вокруг гидротермального канала, выражая их функцией:

$$t(x, \tau) = t_0 \operatorname{erf} \left(\frac{x}{2\sqrt{a\tau}} \right). \quad (\text{III-18})$$

Для поддержания постоянной температуры в стенках канала поток раствора Φ должен изменяться по закону

$$\Phi = \frac{2\lambda t_0}{cg\sqrt{\pi a\tau}}, \quad (\text{III-19})$$

где g - геотермический градиент; c - теплоемкость. Следовательно,

для поддержания постоянной температуры поток раствора должен уменьшаться со временем.

П. Лаффит указывает на возможность определения времени формирования тепла и строит изохроны остывания термального раствора. Для такой модели теплового процесса во вмещающих породах граница прогрева должна сохраняться постоянной и ей должна соответствовать зона гидротермальных изменений вполне определенных размеров.

В несколько другом аспекте рассматривает геотемпературные поля Н.А.Огильви (1959, 1966). Он дает метод их расчета применительно к разведке подземных вод, предполагая, что в земной коре действует закон в основном молекулярной теплопроводности. Н.А.Огильви учитывает перенос вещества в виде вертикальной фильтрации подземных вод (скоростью v) к поверхности земной коры. Тогда температурные волны имеют вид

$$t - \bar{t} = A_0 \exp \left[- \left(\frac{w}{2a} + \phi \cos a \right) x \right] \cos \left(\frac{2\pi\tau}{\bar{\tau}} - \phi x \sin a \right), \quad (\text{III-20})$$

где

$$w = \frac{vc_v \rho_v}{c\rho}, \quad \text{tg } 2a = \frac{2\pi a}{tv^2}, \quad \phi = \sqrt{4 \left(\frac{w}{2a} \right)^2 + \left(\frac{2\pi}{\tau a} \right)^2};$$

A_0 – амплитуда колебаний средней температуры \bar{t} ; $\bar{\tau}$ – период циклического изменения t ; с индексом "v" – подземные воды.

В первом приближении можно считать поток тепла (\bar{q}) при фильтрации воды равным

$$\bar{q} = v\rho H + \lambda \frac{\theta t}{dx}, \quad (\text{III-21})$$

где ρ – объемный вес воды; H – теплосодержание воды; λ – теплопроводность пород.

Н.А.Огильви приводит уравнение температурных волн для неоднородной среды и отмечает возможность приближенной оценки времени, в течение которого сохраняются температурные аномалии – реликтовые температуры. Позже Н.А.Огильви (1966) рассматривает влияние поверхностных температур t_{h_0} на температурное поле нейтрального слоя (поверхность, отделяющая верхнюю зону (h_0), в которой тепловой поток подвержен годовым колебаниям температур поверхности земли). Он допускает, что в первом приближении можно использовать экспоненциальную зависимость затухания колебаний температур с глубиной ($h > h_0$). Тогда

$$t(h) = \bar{t}_{h_0} + \frac{I_s}{\lambda} (h - h_0) + A_{h_0} \exp \left[- \sqrt{\frac{\pi}{a\tau}} (h - h_0) \right] \times \\ \times \cos \left[\frac{2\pi\tau}{\bar{\tau}} - \sqrt{\frac{\pi}{a\tau}} (h - h_0) \right], \quad (\text{III-22})$$

где \bar{t}_{h_0} – средняя температура на глубине h_0 ; I_s – тепловой поток

из недр земли; $A h_0$ – амплитуда колебаний температуры на глубине h_0 ; τ – период циклического изменения $\bar{t} h_0$.

Всесторонние исследования гидрогеотермической обстановки вулканического района Камчатки проведены Б.Г. Поляком, Е.А. Вакиным и Е.Н. Овчинниковой (1965). Наряду с вопросом об условиях формирования термальных вод, водоносности пород и характере трещинных зон авторы попытались установить влияние магматического очага на региональное геотемпературное поле. Они описывают его математическую модель для соответствующих краевых условий и строят изотермы вокруг интрузивного тела – очага гидротерм, но отсугствие учета влияния конвекции подземных вод и геотермического градиента внесло соответствующую ошибку в результаты их окончательных вычислений.

Целенаправленные теоретические исследования в области гидро-термальных процессов были выполнены А.Н. Дударевым, В.Н. Шаратовым и В.С. Голубевым. Исследованиям роли термоградиентного поля в процессах переноса влаги и растворенных веществ в пористых средах посвящена работа А.Н. Дударева (1975). Неоднородное тепловое поле приводит к перераспределению рудных элементов поровых растворов, созданию направленного ("организованного") потока влаги внутри пород и условий повышенной проницаемости среды.

В.С. Голубев и В.Н. Шаратов (1971) ставят задачу динамики метасоматоза с учетом теплообмена раствора и пород и именно конвективной теплопроводности.

Рассматриваемая ими система описывается следующими уравнениями:

$$\frac{\partial q_i}{\partial \tau} + \frac{\partial c_i}{\partial \tau} + u \frac{\partial c_i}{\partial x} - D_i \frac{\partial^2 c_i}{\partial x^2} = 0 - \text{материальный баланс вещества,} \quad (\text{III-23})$$

где c_i и q_i – концентрации растворенных и образующихся в системе веществ в результате реакций; u – скорость фильтрации раствора в породе; D_i – коэффициент конвективной диффузии i -го компонента.

Скорость взаимодействия i -го вещества со средой описывается уравнением (III -24)

$$\frac{\partial q_i}{\partial \tau} = \phi_i(c_j, q_j, k_i) \quad (j = 1, 2, \dots, n), \quad (\text{III-24})$$

где k_i – константа скорости взаимодействия i -го компонента с породами;

$$b \frac{\partial \theta}{\partial \tau} + a \frac{\partial t}{\partial \tau} + au \frac{\partial t}{\partial x} - \kappa a \frac{\partial^2 t}{\partial x^2} + \sum_{i=1}^n r_i = 0 - \text{уравнение}$$

конвективного теплообмена; (III-25)

$$b \frac{\partial \theta}{\partial \tau} = \gamma S_v (t - \theta) - \text{уравнение теплопередачи Ньютона,} \quad (\text{III-26})$$

где $b=(1-\kappa)c_{\text{п}}\rho_{\text{п}}$; $a=\kappa c_{\text{ж}}\rho_{\text{ж}}$; κ – пористая вмещающих пород; S_v – их

удельная поверхность; $c_{ж}, c_{п}$ — теплоемкость жидкости и пород; $\rho_{ж}$ и $\rho_{п}$ — плотность жидкости и пород; γ — коэффициент теплопередачи от жидкости к породе; a — теплопроводность жидкости; r_i — скорость выделения тепла в химической реакции с образованием i -го компонента.

Авторы указывают на значительную трудность аналитического решения системы (III-23) — (III-26), не приводя численных решений системы.

В.Н. Шарапов (1971) рассматривает теплоперенос при фильтрации рудоносных растворов по трещинам. Здесь он обращает внимание на роль теплового поля или градиента температуры фильтрующегося потока в формировании моноасцентной зональности. Автор указывает на возможность дополнительного прогрева послемагматическими растворами участков уже закристаллизованной интрузии. При этом потоки горячих растворов приводят к существенной перестройке теплового поля, определяющегося динамическими и теплофизическими характеристиками потоков и вмещающей их среды. К анализу тепловой истории рассматриваемой модели В.Н. Шарапов привлекает уравнения вынужденной конвекции в потоке с учетом тепловых свойств воды, ее вязкости, объемного расширения и скорости потока.

Исследуя температурные условия рудообразования (Тулмин III —й, Кларк, 1970), авторы дают упрощенную модель теплообмена гидротермального раствора в трещинной зоне с боковыми породами, реализация которой подобна задаче, решенной Х. Карслоу и Дж. Егером (Carslaw, Jaeger, 1959).

В.Д. Пампура, В.Н. Кочергин и О.А. Балышев (1970, 1972, 1973, 1975, 1976) предложили новую серию математических моделей тепло-массообмена в природных гидротермальных системах с постепенным усложнением задачи в несколько этапов. На первом этапе было рассмотрено построение простейших одномерных моделей температурных полей внутри и вокруг трещинного канала, заполненного гидротермальным раствором, — простейшая одномерная модель кондуктивного теплообмена при условии фиксированных размеров зоны околотрещинных гидротермальных изменений пород; аналитическое решение (1965, 1966) и модель кондуктивного теплообмена растворов с "сухими" породами (численная реализация на АВМ). На втором этапе была построена математическая модель нестационарных процессов тепло- и массообмена, описывающая функциональную взаимосвязь полей температур и влажности, возникающих при взаимодействии гидротермальных растворов с горными породами. Здесь учитываются теплоты фазовых переходов, изменения коэффициентов потенциалопереноса в зависимости от температуры и влажности, начальная температура раствора, функционально зависящая от времени τ , и т.д.

Физическое и теоретическое моделирование геологических процессов в настоящее время переходит от формальных качественных схем к моделям на количественной основе. Последняя базируется,

с одной стороны, на экспериментальных исследованиях термодинамических параметров процессов образования горных пород и минералов, а с другой — на конкретной геологической информации о моделируемых объектах.

Геохимические процессы, протекающие при рудообразовании, контролируются нестационарным тепло-массообменом, всестороннее исследование которого представляет собой новое научное направление. В связи с этим можно сформулировать следующие научные задачи.

1. Качественное и количественное описание функциональных связей во времени и пространстве между полями температуры, влажности и давления, с одной стороны, и полями активностей химических элементов, с другой.

2. Исследование физических условий протекания природных химических реакций минералообразования; изучение химических реакций в реальных условиях их макроскопического течения в природе с учетом диффузионно-фильтрационных явлений переноса вещества и кинетики тепловыделения реакций.

3. Исследование роли тепло-массопереноса в стремлении многофазной минеральной системы к минимуму свободной энергии.

Поскольку прямые наблюдения таких процессов практически исключены, а их экспериментальное изучение представляет в настоящее время проблему исключительной важности, возникла необходимость создания и реализации физико-математических моделей природных процессов тепло-массообмена в условиях повышенных температур и давлений.

Немаловажным преимуществом метода математического моделирования перед физическим экспериментом является возможность изучения динамики процессов переноса энергии и вещества в рамках геологического времени и пространства.

Исследование тепло-массообмена методами математического и физического моделирования

Одной из задач настоящего исследования является создание и реализация математических моделей нестационарных природных процессов тепло- и массообмена в качестве метода изучения гидротермальных систем в условиях повышенных температур и давлений.

В 1963 г. А.В. Лыков и Ю.А. Михайлов сформулировали общую математическую постановку задачи о нестационарных процессах тепло- и массообмена, сопровождающих взаимодействие жидкостей, паров и газов с капиллярно-пористыми твердыми и коллоидными телами (Лыков, Михайлов, 1963). К таким телам со всей полнотой определения следует отнести и такие геологические объекты, как горные породы, обладающие сложной структурой порового пространства. Явления переноса энергии и вещества при взаимодействии гидротермальных минералообразующих растворов с горными порода-

ми в геологическом пространстве и времени подчиняются общим закономерностям термодинамики необратимых процессов тепло- и массопереноса.

Рассматриваемые природные многофазные системы неравновесны и квазистационарны, а во многих случаях они представляют собой неравновесные и нестационарные системы, в которых интенсивные факторы состояния в каждой точке пространства зависят от времени. Тем не менее в каждом из элементарных участков такой системы может возникнуть локальное или "мозаичное" (Коржинский, 1973) равновесие. В соответствии с теорией термодинамики необратимых процессов (Де Гроот, Мазур, 1964; Пригожин, 1960) неравновесность характеризуется скоростью изменения энтропии во времени

$$\dot{V} = \frac{dS_i}{dt} \quad (\text{III-27})$$

При этом скорость возрастания энтропии равна сумме членов, возникающих в каждом индивидуальном процессе. Каждый из членов этой суммы представлен двумя сомножителями: j_i - потоками субстанции i и вызывающими их термодинамическими силами \vec{X}_i

$$\dot{V} = \sum_{i=1}^n j_i \vec{X}_i \quad (\text{III-28})$$

Поток переносимой субстанции (тепла, вещества) будем рассматривать как линейную функцию термодинамической силы

$$\vec{j}_i = \sum_{k=1}^n L_{ik} \vec{X}_k \quad (i = 1, 2, \dots, n), \quad (\text{III-29})$$

где коэффициенты пропорциональности L_{ik} - феноменологические (кинетические) коэффициенты, среди которых различают прямые L_{ii} (например, диффузия) и возмущающие $L_{ik} (i \neq k)$ эффекты переноса (например, коэффициент термодиффузии).

Влияние различных по природе термодинамических сил на поток переносимой субстанции j_i обязывает к совместному рассмотрению взаимосвязанных потоков с помощью системы уравнений (III-29). Анализ этого уравнения в комплексе с законами сохранения энергии и вещества позволяет рассмотреть эволюцию во времени всех потенциалов переноса системы.

Подробное изложение теории потенциалов приведено в работах А.В. Лыкова, Ю.А. Михайлова (1963), С.Р. Де Гроота и П. Мазура (1964), И. Пригожина (1960). Поэтому лишь кратко остановимся на основных положениях законов тепло- и массопереноса и выводе системы уравнений тепло- и массопереноса для условий повышенных температур и давлений.

В работах А.В. Лыкова (1961, 1968), А.В. Лыкова и Ю.А. Михайлова (1963) получена и исследована система дифференциальных

уравнений молярно-молекулярного тепло-массопереноса, базирующаяся на законах сохранения энергии и вещества, которая имеет вид

$$\frac{\partial U}{\partial \tau} = A_{11} \nabla^2 U + A_{12} \nabla^2 t + A_{13} \nabla^2 P; \quad (\text{III-30})$$

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = A_{21} \nabla^2 U + A_{22} \nabla^2 t + A_{23} \nabla^2 P; \quad (\text{III-31})$$

$$\frac{\partial P}{\partial \tau} = A_{31} \nabla^2 U + A_{32} \nabla^2 t + A_{33} \nabla^2 P, \quad (\text{III-32})$$

где коэффициенты A_{ij} ($ij = 1, 2, 3$) равны

$$A_{11} = a_m; A_{12} = a_m \delta; A_{13} = a_m \delta_p;$$

$$A_{22} = a_q + a_m \delta \frac{\xi r}{c_q}; A_{21} = a_m \frac{\xi r}{c_q}; A_{23} = \xi r \frac{a_m}{c_q} \delta_p;$$

$$A_{31} = -\xi \frac{a_m}{c_p}; A_{32} = -\frac{\xi a_m}{c_p} \delta; A_{33} = (a_p - \frac{\xi a_m}{c_p} \delta_p);$$

здесь a_q - коэффициент температуропроводности; a_m - коэффициент молекулярной теплопроводности; λ_m - коэффициент массопроводности; a_p - коэффициент молярной теплопроводности; λ_p - коэффициент молярного переноса; c_q - приведенная удельная теплоемкость; $\delta_p = \lambda_p / \lambda_m$ - относительный коэффициент молярного потока вещества; $c_m = (dU/d\theta)_t$ - удельная изотермическая массоемкость влажного тела; c_p - емкость влажного тела по отношению к веществу, участвующему в молярном переносе, $c_p = \frac{dU}{dP}$ (Ми-

хайлов, 1967); r - удельная теплота фазового перехода; ξ - критерий фазовых превращений пар-жидкость, $0 \leq \xi \leq 1$. В случае фильтрационного переноса в уравнение теплообмена следует добавить конвективную составляющую $c_p \lambda_p \nabla P \nabla \lambda$.

Обозначенная система справедлива для однородных капиллярно-пористых тел (Лыков, 1968). В случае системы тел, состоящей из разнородных в массовом и теплофизическом смысле слоев на их границах, возникает скачок влагосодержания. В то же время влагосодержание не является потенциалом переноса влаги, а эквивалентно теплосодержанию тела, а не его температуре (Лыков, 1961, 1968). На контакте двух влажных тел имеет место равенство потенциалов влажности $\theta_1 = \theta_2$ и скачок влагосодержаний

$$U_1 = c_{m1} U_2 / c_{m2}. \quad (\text{III-33})$$

Система уравнений тепло-массопереноса (III-30) - (III-32) будет справедливой для системы тел, если влагосодержание заменить на потенциал θ влажности, учитывая соотношение

$$dU = c_m d\theta. \quad (\text{III-34})$$

При этом коэффициенты A_{ij} изменятся; например, коэффициент

$$A_{21} = \xi \frac{1}{c_q} a_m \text{ заменится на } \xi \frac{c_m}{c_q} a_m \text{ и т.д.}$$

Использование системы уравнений в полном объеме в качестве модели тепло-массопереноса в гидротермальных условиях встречает большие затруднения следующего порядка: а) отсутствие экспериментальных определений коэффициентов переноса a_m , λ_m , a_p , λ_p , удельной массоемкости c_m для горных пород в широком диапазоне t , U и P ; исключение составляют единственные сейчас данные Л.М. Никитиной (1968) для глин, мергелей и известняков при низких температурах и давлении 1 атм; б) отсутствие определений потенциала влажности θ для горных пород в гидротермальных условиях: $P > 1$ атм, $t = 20-300^\circ\text{C}$; в) стохастический характер крайних условий; г) наличие в природных гидротермальных системах таких явлений, как фильтрационный эффект (не рассматриваемый А.В. Лыковым и Ю.А. Михайловым), интенсивные фильтрационные потоки гидротерм или флюидов в трещинно-поровом пространстве, возникновение целых массивов длительно действующих внутренних источников энергии и вещества и т.д.; д) координаты геологического времени и пространства, исчисляемые в сотнях или миллионах лет и кубических километрах, поэтому относительно слабые изменения в системе любого характера в таких масштабах могут привести к кардинальным изменениям всей системы.

В связи с этим возникают сложные, ранее не решавшиеся вопросы масштабирования, повышения точности вычислений, сходимости решений при больших временах и многие другие проблемы вычислительной технологии. Кроме того, все эти проблемы связаны с объемом и сложностью самой модели.

Перечисленные обстоятельства привели нас к необходимости воспользоваться упрощенной системой уравнений (Лыков, 1965, 1974) тепло-массопереноса для гомогенных, неслоистых тел

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a_q \nabla^2 t + \xi \frac{1}{c_q} \frac{\partial U}{\partial \tau}; \quad (\text{III}-35)$$

$$\frac{\partial U}{\partial \tau} = a_m \nabla^2 t + a_m \delta \nabla^2 t. \quad (\text{III}-36)$$

Здесь влагосодержание U равно влагосодержанию жидкости в порах тела U_2 , т.е. $U \approx U_2$, при этом

$$c_q \text{эфф} = c_{q0} + c_{ж} U,$$

где c_{q0} - теплоемкость сухого тела; $c_{ж}$ - теплоемкость воды; градиент давления равен 0.

Эта система упрощенных уравнений использовалась в качестве модели процессов для двухмерных областей с дополнением членов

$v_t = \omega \frac{\partial t}{\partial y}$ и $v_u = \omega \frac{\partial U}{\partial y}$, приближенно описывающих влияние линейной скорости фильтрации теплоносителя на распределение температуры и влажности. Введены, кроме того, внутренние источники тепла q_t и вещества q_c . Добавлено третье упрощенное уравнение Фурье для концентраций с фильтрационным членом $v_c = \phi \omega \frac{\partial C}{\partial y}$ и внутренним источником q_c . Здесь ϕ обозначает коэффициент фильтрации.

В результате получим новую упрощенную систему нестационарного тепло-массопереноса:

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a_q \nabla^2 t + \xi r \frac{1}{c_q} \frac{\partial U}{\partial \tau} + v_t + q_t; \quad (\text{III-37})$$

$$\frac{\partial U}{\partial \tau} = a_m \nabla^2 U + a_m \delta \nabla^2 t + v_u; \quad (\text{III-38})$$

$$\frac{\partial C}{\partial \tau} = DV^2 C + v_c - q_c. \quad (\text{III-39})$$

Ликвидация уравнения, учитывающего давление, компенсируется фильтрационными членами v_t и v_u , хотя в целом снижает возможности упрощенной системы как модели. В ряде случаев был использован способ послойного расчета модели с заданием получившегося распределения на границе предыдущего слоя на данное время τ в качестве граничных условий. Как варианты исследовались модели с одинаковой влажностью слоев.

Наконец, проблема многослойных моделей решалась путем введения условных величин θ и "исправлением" членов уравнений на c_m , согласно А.В. Лыкову (1968). Результаты пересчитываются затем на величины влагосодержаний U .

В конечном счете все варианты моделей из двух слоев оказывались качественно подобными.

Подробное описание постановки задачи и крайевых условий приведены ниже, в описании общей модели тепло-массопереноса. Но предваряющим этапом создания таких моделей была экспериментальная проверка сходимости и надежности упрощенной системы для условий повышенных температур и давлений.

Физическая модель процесса тепло- и массообмена в системе «гидротермальный раствор - вмещающие породы»

Для наиболее успешных исследований процессов тепло- и массообмена следует проводить комплексное моделирование с привлечением экспериментальных методов и применением соответствующей аппаратуры. Поэтому одновременно с построением математических

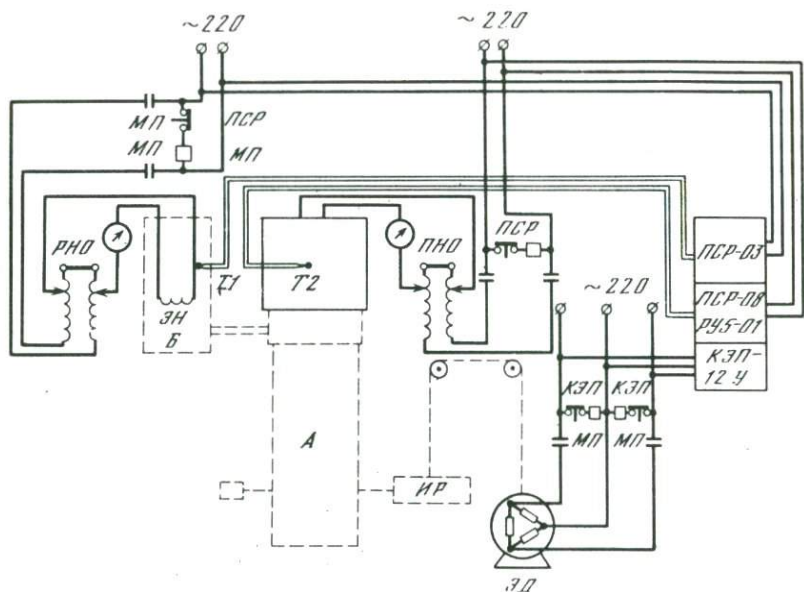


Рис. 38. Схема экспериментальной установки

А - колонка с исследуемой породой; Б - устройство для нагревания раствора (ЭН - нагреватель типа А-180) с автоматической регулировкой температуры; С - смеситель; ЭП - электропечь для программной регулировки температуры раствора; РНО - лабораторный автотрансформатор РНО-250-5; МП - магнитный пускатель; ПСР-03, ПСР-08 с РЧ5-01 - автоматические потенциометры для регулировки температуры раствора; КЭП-12У - командный электрический прибор; ЭЛ - электродвигатель; ИР - источник γ -излучения (Co^{60}); Т1, Т2 - терморпары

моделей системы "гидротермальный раствор - вмещающие породы" была сконструирована экспериментальная установка (рис. 38), позволяющая воспроизводить некоторые природные процессы тепло- и массообмена, протекающие при взаимодействии гидротермальных растворов с горными породами.

Такое физическое моделирование служит, во-первых, средством проверки правильности предполагаемых математических моделей, во-вторых, позволяет получать эффективные теплофизические характеристики и коэффициенты потенциалопереноса влаги ($\lambda_{q\text{эф}}$, $a_{q\text{эф}}$, $a_{m\text{эф}}$) непосредственно в процессе проведения эксперимента.

Коэффициент потенциалопроводности влаги a_m является эффективным, так как он учитывает не только капиллярную проводимость пород, но и зависимость a_m от гравитационной составляющей и давления раствора в канале, что значительно облегчает решение систем дифференциальных уравнений в частных производных.

Экспериментальная установка состоит из следующих частей. Система нагрева (рис. 38) исследуемого раствора (воды), представляющая собой нагревательное устройство (Б) с автоматической регулировкой температуры и смеситель раствора с программным заданием начальной температуры раствора. Регулировка температуры в нагревателе осуществляется через систему магнитных пускателей (МН), включающую автотрансформатор (РНО-250-5), питающий электронагреватель (ЭН). Начальная температура раствора в сме-

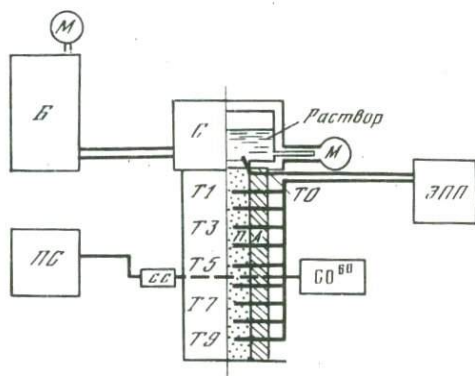


Рис. 39. Блок-схема измерения температуры и влажности пород в экспериментах

А - колонка с исследуемой породой (П); Б - устройство для нагревания раствора; С - смеситель раствора; Co^{60} - источник γ -излучения; СС - сцинтилляционный счетчик γ -квантов; ПС - лабораторный рентгенометр ПС-10000; Т1-Т9 - термомпары; ЭПП - автоматический потенциометр ЭПП-09-М2 для записи температур; М - манометры

сителе регулируется электропечью (ЭП), интенсивность нагрева задается электронным автоматическим потенциометром ПСР1-08 и программным устройством РУ-5-01. Колонка с породой, выполненная из влаго- и теплоизоляционного материала, высотой 70 см и внутренним диаметром 20 см служит для изучения процесса тепло- и массообмена, протекающего в исследуемом образце пород при взаимодействии его с нагревом до определенной температуры раствором. Условия эксперимента задаются близкими к реальным, сопровождающим моделируемый природный процесс. Измерительная система осуществляет регистрацию температур и влажности в исследуемой породе (рис. 39).

Измерение нестационарного поля влажности в образце исследуемой породы базируется на свойстве пористых тел изменять свою плотность при изменении влагосодержания. Для определения влажности (плотности) породы применялся гамма-метод, заключающийся в том, что при прохождении узкого коллимированного пучка γ -квантов степень ослабления их энергии зависит от плотности вещества.

Число γ -квантов (N), прошедших через среду с плотностью ρ , толщиной Δx , подчиняется закону $N = N_0 \exp(-\mu\rho\Delta x)$, где μ - массовый коэффициент ослабления грунта. Отсюда видно, что изменение числа γ -квантов, прошедших через породу, зависит только от плотности, а следовательно, от влажности породы.

Была просвечена колонка породы коллимированным пучком γ -квантов радиоактивного источника Co^{60} мощностью 5 мкюри, которые затем регистрировались сцинтилляционным счетчиком на базе кристалла NaJ (Tl) и фотоумножителя ФЭУ-35. Изменение интенсивности потока γ -квантов и питание счетчика производилось лабораторным радиометром ПС-10000. Изменение плотности пород, функционально зависящей от влажности, вычислялось по разности показаний прибора $\Delta N = N_1 - N_2$ при просвечивании γ -квантами сухой (N_1) и влажной (N_2) породы.

Стабильность работы измерительной системы и воспроизводимость получаемых результатов проверялась по стандарту. Для этого при каждом измерении исследуемого образца пород предварительно просвечивался стандарт, имеющий постоянную плотность, что позволило повысить точность измерений, так как количество зарегистрированных импульсов (N_3) является опорной точкой каждой серии измерений. Разность отношений импульсов, прошедших через влажную и сухую породы, к N_3 дает зависимость изменения количества импульсов от влагосодержания

$$\frac{N_1}{N_3} - \frac{N_2}{N_3} = f(U).$$

Перед началом эксперимента строился тарировочный график

$$\left(\frac{N_1}{N_3} - \frac{N_2}{N_3} \right) = \ln U \frac{\text{влага}}{\text{сухая порода}}$$

по которому затем измерялось количество раствора, продиффундировавшего в породу.

Источник радиоактивного излучения помещался в свинцовую камеру с диафрагмой-коллиматором пучка излучения. Камера с источником (Co^{60}) перемещалась в вертикальной плоскости вдоль колонки с породой с помощью самотормозящего редуктора (РЧП-180), приводимого в движение электродвигателем.

Для точной фиксации положения камеры при просвечивании пород и регулировки времени одного цикла измерений применялся командный электрический прибор КЭП-12У, осуществляющий автоматическую работу электродвигателя по заданной программе; интервал между точками измерения плотности пород 13 см и время одного цикла измерений 4 мин 45 сек.

Измерение температур в образце пород проводилось десятью термомпарами (ХК) с регистрацией их на самопишущем потенциометре ЭПП-02-М2. Расстояние между точками измерения температур составляло 6,5 см. Давление и температура в процессе экспери-

мента поддерживались на уровне этих параметров для кривой насыщенного пара. Максимальная температура в опытах составила 200°C .

В основу определения эффективных теплофизических коэффициентов теплопроводности $\lambda_{\text{эфф}}$ и температуропроводности $a_{\text{эфф}} = f(U, t)$ положен метод нестационарного теплового поля с источником постоянной мощности, разработанный в лаборатории теплофизики Института тепло- и массообмена АН БССР.

Такой метод наиболее надежен при работе с природными образцами, которые обычно имеют определенный процент влажности. Благодаря своей кратковременности процесс определения коэффициентов потенциалопереноса ограничивается начальной стадией формирования теплового поля вокруг источника. Это позволяет избежать влияния термоградиентного коэффициента на перераспределение влаги в породе, возникающее при длительном взаимодействии теплового градиента.

Все нестационарные методы определения теплофизических характеристик веществ обычно делятся на несколько групп по характеру граничных условий. Основные из них следующие: на поверхности исследуемого образца задается температура $t = f(\tau)$, закономерно меняющаяся во времени; на поверхности задается тепловой поток $q = F(\tau)$, меняющийся во времени; поверхность тела обменивается теплом с окружающей средой путем конвекции или кондуктивной теплопроводности.

Предлагаемая методика относится ко второй группе, когда нестационарное температурное поле возникает под действием источника постоянной мощности с определенным тепловым потоком q . Принцип экспериментальной установки для измерения теплофизических свойств пород заключается в том, что исследуемый образец породы изолируется с боковых поверхностей для достижения одномерности теплового поля. Выбором определенной длины образца можно добиться условия полубесконечности тела. Тепловой источник, температура которого измеряется термпарой, прогревает исследуемый образец. Изменение температуры тела фиксируется на определенном расстоянии x от источника (рис. 40). Известная величина теплового потока q позволяет найти значения искомых теплофизических коэффициентов λ_q, c_q, a_q при найденном распределении температур. Закономерность распределения тепла в образце описывается уравнением

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a_q \frac{\partial^2 t}{\partial x^2} \quad \text{для } 0 \leq x < \infty. \quad (\text{III}-40)$$

Единственность решения этого уравнения определяется краевыми условиями:

- 1) $t(x, \tau)|_{\tau=0} = t_0$ для $0 \leq x < \infty$;
- 2) $t(x, \tau)|_{x=0} = t_h(\tau)$ для $\tau > 0$;

$$3) \lambda \frac{\partial t(x, \tau)}{\partial x} \Big|_{x=0} = q;$$

$$4) t(x, \tau) \Big|_{x \rightarrow \infty} = t_0.$$

Тогда температурное поле в образце будет описываться функцией решения уравнения:

$$\frac{t_x - t_0}{t_h - t_0} = \frac{\Delta t_x}{\Delta t_h} = \sqrt{\pi} \operatorname{erfc} \left(\frac{x^2}{4a\tau} \right), \quad (\text{III-11})$$

где t_h - температура источника тепла в фиксированное время τ ; t_x - температура исследуемого тела, нагретого за то же время τ ; t_0 - начальная температура образца и нагревателя.

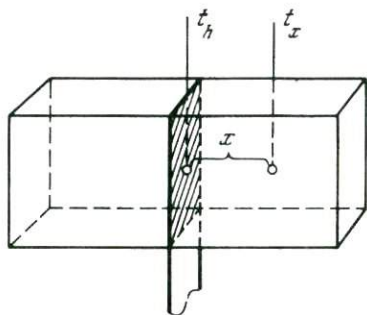


Рис. 40. Устройство с тепловым источником постоянной мощности для исследования теплофизических свойств пород

t_h - термопара для измерения температуры теплового источника; t_x - термопара для измерения температуры тела при фиксированном расстоянии x от источника

В экспериментальной установке для исследования природных процессов тепло- и массообмена (см. рис. 38) вышеизложенный метод был модифицирован с целью получения эффективных теплофизических характеристик породы. Для этого в колонку с исследуемой породой был запрессован контур с источником тепла и боковой теплоизоляцией для создания условий одномерности теплового поля. Тепловой поток q , создаваемый источником, рассчитывается по формуле

$$q = J^2 R \frac{1}{2F},$$

где J - сила тока в источнике; R - его сопротивление; F - площадь плоского источника тепла.

Из полученного решения находим формулу расчета коэффициента температуропроводности

$$a = x^2 \cdot [4\pi i \operatorname{erfc} \left(\frac{\Delta t_x}{\sqrt{\pi} \Delta t_h} \right)].$$

Коэффициент теплоусвоения породы равен

$$k = \frac{2q}{\sqrt{\pi}} \frac{\sqrt{\tau'}}{\Delta t_h}$$

Используя известные соотношения, находим коэффициенты теплопроводности и теплоемкости породы:

$$\lambda = k\sqrt{a'} \text{ и } c = \lambda/a\rho.$$

Температура пород и теплового источника регистрируется электронным автоматическим потенциометром. Данные измерений Δt_h и Δt_x представлены графически прямой в координатах $\sqrt{\tau'}$ и t .

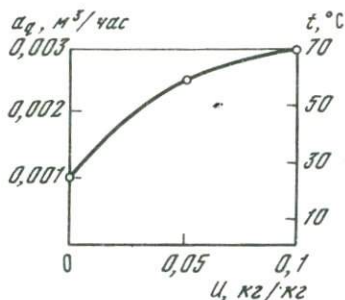


Рис. 41. Изменение коэффициента температуропроводности (a_q) глинистого песчаника в зависимости от влажности (U) и температуры (t)

Рассмотренный метод наиболее целесообразен в физическом моделировании, так как дает возможность получать эффективные теплофизические характеристики (т.е. a_q , $\lambda_q = f(U, t)$) пород непосредственно в процессе эксперимента, когда одновременно изменяются температура и влажность породы.

Большим достоинством рассмотренного метода является экспрессность, в результате чего температура и влажность пород в точке измерения коэффициентов не успевают изменяться за время их определения. Измерение теплофизических характеристик велось автоматически с определенным интервалом времени в течение всего эксперимента по программе, задаваемой командным устройством.

Зависимость температуропроводности глинисто-песчаной породы a_q от температуры и влажности, непрерывно изменяющихся в процессе тепло- и массообмена между исследуемым раствором и породой, показана на рис. 41. Кривая имеет тенденцию к увеличению a_q по экспоненциальному закону при повышении температуры и влажности породы до определенного значения, выше которого коэффициент потенциала переноса тепла остается постоянным.

Полученные экспериментальные данные (рис. 42) для глинисто-песчаной породы были обработаны на вычислительной машине БЭСМ-2М по программе, учитывающей все краевые условия эксперимента.

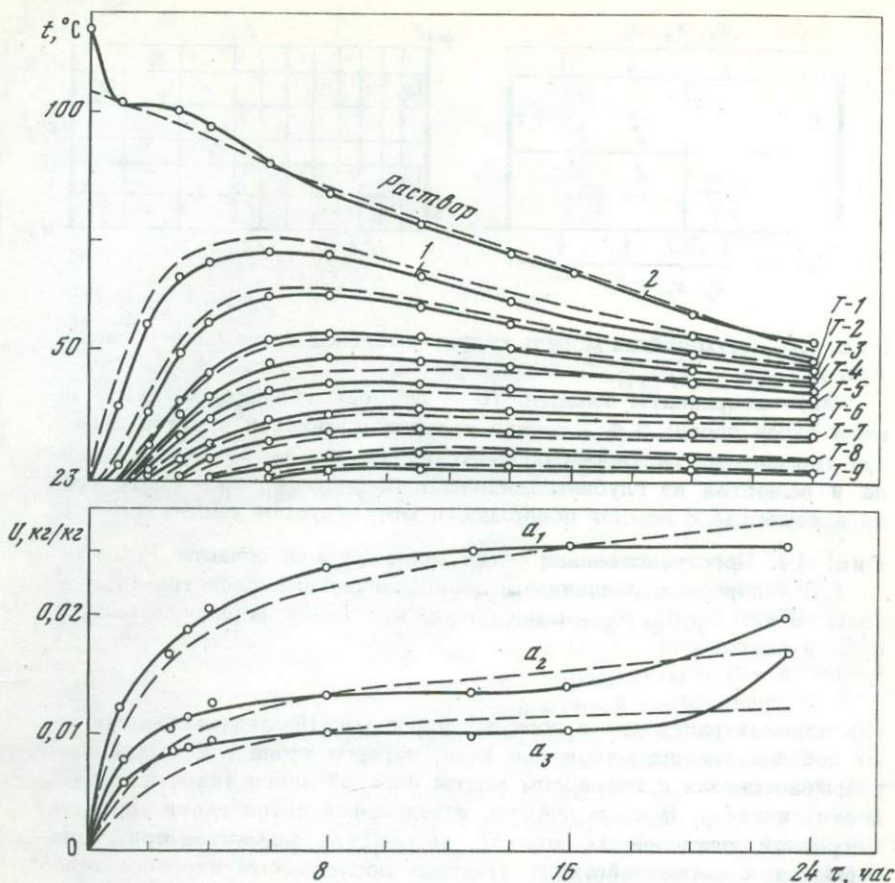


Рис. 42. Распределение температур (t) и влажности (U) в процессе эксперимента в колонке глинистого песчаника (Т1,..., Т9 – точки измерения температуры породы через интервал 0,06 м; a_1, a_2, a_3 – точки измерения влажности через интервал 0,13 м)

1 – экспериментальная кривая; 2 – кривая численного решения

Поля температур и влажности, полученные с помощью математической модели процесса тепло- и массообмена и с помощью физической модели, имеют хорошую сходимость (расхождение между экспериментальными данными и численным решением не превышает 16%), что подтверждает правильность предлагаемых моделей.

Общая модель тепло-массообмена

Исследование тепло-массопереноса в современных и древних гидротермальных системах включает в качестве одного из центральных моментов постановку задачи о тепло-массообмене при взаимодейст-

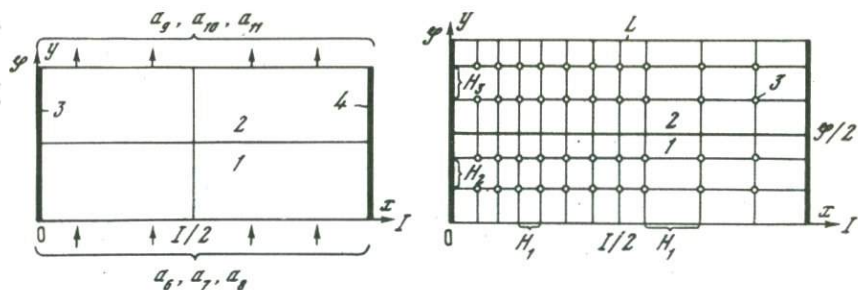


Рис. 43. Двухслойная модель гидротермальной системы в области $F(x, y)$

x, y – координаты области; IG – размеры области; m ; 1, 2 – номера слоев пород; 3, 4 – стенки трещинных каналов и путей движения термальных растворов соответственно; a_6, a_7, a_8 – потоки тепла и вещества из глубины массива пород; a_9, a_{10}, a_{11} – стоки тепла и вещества с земной поверхности моделируемой системы

Рис. 44. Пространственная сетка моделируемой области $F(x, y)$

1, 2 – породы с различными теплофизическими свойствами; 3 – узлы сетки; H_1, H_2, H_3 – шаги сетки, m ; L – поверхность моделируемой системы

вии поровых растворов с горными породами. Последние представляют собой капиллярно-пористые тела, перенос тепла в которых неразрывно связан с переносом массы поровой влаги (пара и жидкости) и газов. В свою очередь интенсивный поток влаги управляет миграцией растворенных веществ, химических элементов при гидротермальных взаимодействиях. Поэтому исследование переноса тепла и вещества вносит существенный вклад в познание процессов рудообразования, формирования ореолов рассеяния и метасоматических изменений пород.

Постановка задачи. Законы сохранения энергии, вещества и законы переноса, как показано выше, дают возможность получить систему дифференциальных уравнений молярно-молекулярного тепло-массопереноса, которая может служить математической моделью процессов переноса в гидротермальных условиях. В связи с этим задачу тепло-массообмена можно сформулировать следующим образом.

Пусть задана область (рис. 43, 44), в которой определены начальные распределения температуры $t_0(x, y)$, масса порового раствора $U_0(x, y)$ и концентраций химических компонентов порового раствора $C_0(x, y)$. Необходимо найти распределение t, U и C во времени и пространстве, удовлетворяющие внутри области уравнениям Фурье-Фика и некоторым условиям на границах области F . Найти непрерывные и дифференцируемые функции $t(x, y, \tau), U(x, y, \tau)$ и $C(x, y, \tau)$, определенные в области $0 \leq \tau < +\infty \times 0 \leq x, y < +\infty$ системой

уравнений

$$\frac{\partial t_n}{\partial \tau} = a_{g_n} \left(\frac{\partial^2 t_n}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t_n}{\partial y^2} \right) + \omega \frac{\partial t_n}{\partial y} + \xi_n \gamma_n \frac{1}{c_{q_n}} \frac{\partial U}{\partial \tau} + q_t; \quad (\text{III-42})$$

$$\frac{\partial U_n}{\partial \tau} = a_{m_n} \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) + \delta_n \left(\frac{\partial^2 t_n}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t_n}{\partial y^2} \right) + \omega_n \frac{\partial U_n}{\partial y}; \quad (\text{III-43})$$

$$\frac{\partial C_n}{\partial \tau} = D_{c_n} \left(\frac{\partial^2 C_n}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C_n}{\partial y^2} \right) + \omega_n \phi_n \frac{\partial C_n}{\partial y} - q_c; \quad (\text{III-44})$$

где $q_t = \frac{\partial t}{\partial \tau} = \frac{1}{\tau_k} \frac{M \Delta H}{c_q^* \rho^*} [1 - \exp \{-A \exp(-\frac{E}{R t_n^* (x, y, \tau)})\} \tau]$

$$q_c = \frac{\partial C_T}{\partial \tau} = A \exp(-\frac{E}{R t_n^* (x, y, \tau)}) C_n (x, y, \tau).$$

Здесь индекс n – номер слоя на модели (рис. 43); x, y, τ – пространственные и временные координаты; t – температура, °C; t_n^* – температура, К; U – влажность пород или потенциал влажности; C – концентрация, %; a – коэффициенты теплопроводности (a_q) и потенциалопродности переноса влаги (a_m), м²/час; c_q – теплоемкость, ккал/кг °C; ρ – плотность пород, кг/м³; D – коэффициент диффузии, м²/час; δ – термоградиентный коэффициент, кг H₂O/кг пород °C; ξ – коэффициент парообразования ($0 \leq \xi \leq 1$); γ – теплота фазовых переходов, ккал/кг; ω – скорость фильтрации, м/час; $\phi = \omega_0 / \omega$ – коэффициент фильтрации ($0 \leq \phi \leq 1$); ω_0 – скорость движения химических компонентов в растворе, м/час; q – внутренние источники тепла (q_t) и вещества (q_c); τ_k – конечное время протекания реакции, час; M – число молей продуктов реакции, моль/м³; ΔH – теплота реакции, ккал/моль; E – энергия активации реакции, ккал/моль; R – универсальная газовая постоянная; c_q^* – теплоемкость продуктов реакции; ρ^* – плотность продуктов реакции, кг/м³; A – частотный фактор реакции; C_T – концентрация твердой фазы – продукта реакции, %.

Прямая задача заключается в решении системы уравнений (III-42)–(III-44) с целью получения нестационарных полей температур, влажности и концентраций химических компонентов в поровом растворе. При этом необходимо знание коэффициента потенциалов переноса a_q, a_m, D и внутренних функций – дополнительных источников q_t и q_c . Однозначность решения прямой задачи определяется следующими крайними условиями, близкими к природным условиям функционирования гидротермальных систем для двухслойной модели (рис. 43).

Начальные условия

$$(1) t_n(x, y, \tau)|_{\tau=0} = a_1 + a_2 y;$$

$$(2) u_n(x, y, \tau)|_{\tau=0} = U_{0n};$$

$$(3) C_n(x, y, \tau)|_{\tau=0} = c_{0n}.$$

Граничные условия

$$(4) t_n(x, y, \tau) \Big|_{\substack{x=0 \\ 0 < y < G}} = t_0 \exp [(-\beta_1 \tau) - (\beta_2 y)]; \quad (y = GH_2)$$

$$(5) U_n(x, y, \tau) \Big|_{\substack{x=0 \\ 0 < y < G}} = U'_{0n} = \text{const};$$

$$(6) C_n(x, y, \tau) \Big|_{\substack{x=0 \\ 0 < y < G}} = C'_{01} + c_{01} \exp [(-\beta_3 \tau) - (\beta'_3 y)];$$

$$(7) \frac{\partial t_n(x, y, \tau)}{\partial x} \Big|_{x=I} = a_3;$$

$$(8) \frac{\partial U_n(x, y, \tau)}{\partial x} \Big|_{x=I} = a_4;$$

$$(9) \frac{\partial C_n(x, y, \tau)}{\partial x} \Big|_{x=I} = a_5;$$

$$(10) \lambda_{q_n} \frac{\partial t_n(x, y, \tau)}{\partial y} \Big|_{y=0} = a_{6n};$$

$$(11) \lambda_{m_n} \frac{\partial U_n(x, y, \tau)}{\partial y} \Big|_{y=0} = a_{7n};$$

$$(12) D_n \frac{\partial C_n(x, y, \tau)}{\partial y} \Big|_{y=0} = a_{8n};$$

$$(13) \lambda_{q_1} \frac{\partial t_1(x, y, \tau)}{\partial y} \Big|_{y=G/2} = \lambda_{q_2} \frac{\partial t_2(x, y, \tau)}{\partial y} \Big|_{y=G/2};$$

$$(14) \lambda_{m_1} \frac{\partial U_1(x, y, \tau)}{\partial y} \Big|_{y=G/2} = \lambda_{m_2} \frac{\partial U_2(x, y, \tau)}{\partial y} \Big|_{y=G/2};$$

$$(15) D_{c_1} \frac{\partial C_1(x, y, \tau)}{\partial y} \Big|_{y=G/2} = D_{c_2} \frac{\partial C_2(x, y, \tau)}{\partial y} \Big|_{y=G/2};$$

$$(16) \lambda_{q_n} \frac{\partial t_n(x, y, \tau)}{\partial y} \Big|_{y=G} = a_{9n};$$

$$(17) \lambda_{m_n} \frac{\partial U_n(x, y, \tau)}{\partial y} \Big|_{y=G} = a_{10n};$$

$$(18) D_{c_n} \frac{\partial C_n(x, y, \tau)}{\partial y} \Big|_{y=G} = a_{11n};$$

где λ_m — коэффициент массопроводности кг Н₂O / кг пород / м · час · град; a_1 — начальная температура пород, °C; a_2 — поправка на ве-

Таблица 27

Численные значения краевых условий модели и коэффициентов уравнений (III-42)-(III-44) (размерность обозначена в тексте)

Краевые условия		Коэффициенты уравнений	
a_1	32-50	a_q	(1,75-9,6) 10^{-3} для слоя 2
a_2	-0,1 -0,5		(1,33-7,3) 10^{-3} для слоя 1
U_0	10^{-2}	a_m	10^{-4}
C_0	10^{-3}	δ	$5 \cdot 10^{-3}$ - 10^{-4}
t	200-300	c_q	0,3
β_1	10^{-7}	D	10^{-6}
β_2	$2-8 \cdot 10^{-3}$	ω	10^{-5} - 10^{-8}
U	$0-1 \cdot 10^{-3}$	U_{\max}	$3 \cdot 10^{-2}$
C_{0I}	0	ϕ	10^{-1} - $5 \cdot 10^{-1}$
C_{0II}	1	ρ	1900-2500
β_3	10^{-7}	A	500
β_3'	$0-1 \cdot 10^{-2}$	E	8-10
a_3	10^{-2} - 10^{-4}		
a_4	10^{-5} - 10^{-8}		
a_5	0		
a_6	10^{-2} - 10^{-4}		
a_7	10^{-3} - 10^{-6}		
a_8	0		
a_9	10^{-1} - 10^{-2}		
a_{10}	10^{-4} - 10^{-6}		
a_{II}	0		

личину геотермического градиента при подходе снизу; n - номер слоя пород.

Описание модели и краевых условий. Рассмотрим схему модели гидротермальных систем с учетом краевых условий (табл. 27). В общем случае модель представляет собой двухмерный массив пород, состоящих из двух горизонтальных слоев (см. рис. 43). Массив ограничен двумя вертикальными трещинными каналами, стенки которых проходят через точки O и G . Процесс взаимодействия гидро-

терм в трещинных каналах с боковыми породами осуществляется диффузией. Фильтрационные потоки предполагаются направленными по вертикали в любой области толщи пород. Породы слоев 1 и 2 могут характеризоваться различными теплофизическими свойствами, фильтрационной способностью и т.д. Начальные условия (1)–(3) описывают распределения температуры a_1 всех слоев пород, влажности и концентраций компонента k в поровом растворе в начальный момент времени $\tau = 0$. Начальное распределение температуры (1) вводится с учетом геотермического градиента (a_2 – поправка на геотермический градиент при подходе снизу), присущего моделируемому объекту.

Граничное условия (4) определяет изменение во времени температуры на стенке трещинного канала по всей его длине (высоте) от 0 до G . Таким образом осуществляется теплообмен гидротермального раствора с массивом пород в процессе пространственно-временного изменения температуры самого раствора. С этой целью в граничное условие (4) введены коэффициенты β_1 и β_2 , определяющие скорость и градиент изменения температуры на стенке трещинного канала.

Граничное условие (5) определяет постоянство влагосодержания на границе трещинного канала.

Граничное условие (6) аналогично (4) определяет изменение концентраций на стенке канала во времени (β_3) и пространстве (β_3'). Здесь и выше имеется в виду, что рассматривается не весь объем трещинного раствора, а лишь его тонкий слой на стенке. При этом предполагается, что поведение температуры или концентраций в этом слое полностью отражает их распределение в массе трещинного раствора.

Граничные условия (7)–(9) определяют стоки тепловой энергии (a_3), массы порового раствора (a_4) и массы растворенного компонента $k(a_5)$ из области тепло-массопереноса на удалении l от стенки трещинного канала. По существу, это потоки в направлении, параллельном земной поверхности моделируемой области.

Граничные условия (10)–(12) определяют величины потоков из недр гидротермальной системы к нижней границе моделируемой области $y = 0$: поток тепла (a_6), поток порового раствора (a_7) и поток концентраций или массы растворенного компонента $k(a_8)$.

Граничные условия (13) – (15) определяют тепловые и массовые потоки на границах между слоями, контактами пород, различных по теплофизическим и массообменным свойствам.

Граничные условия (16) – (18) определяют величины потоков тепла, массы порового раствора и концентраций с поверхности моделируемого блока пород ($y=G$). Условия (16) – (18) позволяют задавать величину испарения порового раствора, поток летучих компонентов и остывание поверхности пород.

Внутренние источники энергии и вещества q_i и q_c определяются в пространстве суммой функционально независимых потоков – один за счет конвективного переноса гидротермального раствора, другой

обусловлен химическими превращениями в породах (Пампура, Кочергин, Бальшев, 1973). Задание на модели величин внутренних источников может быть осуществлено либо методом подбора значений q_t и q_c в каждой точке расчетной области, либо расчетом величин q_t и q_c по уравнениям и в теле программы. Первый вариант моделирования предусмотрен для создания различных ситуаций плотности внутренних источников, реализации линейных и других типов источников.

Метод реализации модели. Окончательные результаты решения прямой задачи, т.е. определения $t(x, y, r)$, $U(x, y, r)$ и $C(x, y, r)$, получены после реализации модели - системы уравнений (III-42)-(III-44) на БЭСМ-6 методами конечно-разностной аппроксимации (Кочергин, Войталюк, Бальшев, Пампура, 1972).

Оценка численных значений коэффициентов уравнений (III-42)-(III-44) и их краевых условий. Оценка численных значений параметров (коэффициентов) уравнений и краевых условий задач - один из важнейших этапов реализации модели для прямой и обратной задач. Иными словами, требуется оценить рамки реальных физических и физико-химических условий процесса переноса энергии и вещества в недрах гидротермальных систем.

Процессы формирования гидротермальных систем в течение длительного геологического времени отличаются сложностью и большим разнообразием краевых условий. Тем не менее, опираясь на данные о геологическом строении, гидрогеологии и геотермическом режиме, геохимии поровых и трещинных растворов, теплофизических свойствах водоносных и водоупорных пластов, скоростях движения гидротерм, становится возможным установить физически реальные границы краевых условий. В то же время многие коэффициенты уравнений могут быть измерены в натуральных условиях протекания гидротермальных процессов.

Температура недр гидротермальных систем детально обсуждалась в гл. I, где показано, что известные пределы равны 20-388°C. Возможно, что глубокозалегающие системы с перегретым паром имеют температуру выше 400°C. Нижний предел температуры выбирается условно. Для СССР он равен 20°C.

Важно установление факта неоднородности температурных полей гидротермальных систем и резкой изменчивости температурных градиентов. На основании наблюдений пространственно-временных изменений температуры и дебита гидротерм было введено предположение об экспоненциальном изменении температуры

$$t(x, y, r) = t_0 \exp [(-\beta_1 r) - (\beta_2 y)].$$

Аналогичное выражение принято и для величины дебита Q . В общем, уменьшение дебита источников приводит к их охлаждению.

Изменение температуры в геотермальных скважинах с глубиной приближенно описывается экспоненциальным законом. Коэффициент β_1 зависит от конечного времени процесса r . При $\beta_1 = 10^{-4} - 10^{-6}$ возникает быстрое затухание процесса тепло-массопереноса.

Опытным путем найдено, что пределы β_1 равны $10^{-6} - 10^{-9}$. Соотношения β_1 и β_2 показаны на примере: высота блока 40 м, $t_0 = 200^\circ\text{C}$.

β_1	β_2	τ , час	$t, ^\circ\text{C}$
10^{-7}	10^{-5}	$5 \cdot 10^4$	190
10^{-7}	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^4$	163
10^{-5}	$4,2 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^4$	34

Учитывая, что градиенты температуры по вертикали колеблются от единиц до десятков градусов на 100 м (табл. 2, гл. II), пределы коэффициента β_2 равны $10^{-5} - 10^{-1}$.

Рассмотрение температурного режима гидротермальных систем связано тесным образом с абсолютным временем их тепловой жизни и изменением дебитов гидротерм во времени.

Время активной минералообразующей деятельности гидротермальных систем оценивается от 10^4 до 10^7 лет (см. рис. 1). Возможно, что 10^6 лет — не предел существования подобных геологических явлений. Сейсмическая активность и процесс "самоконсервации" способствуют уменьшению разгрузки гидротерм или вообще прекращению активной циркуляции термальных вод. Отложения минерального вещества ведут к закрытию трещин — путей миграции гидротерм, изменяя местоположение областей их разгрузки.

Установленные факты изменения температуры и дебита гидротермальных источников во времени подтверждают наши предположения об экспоненциальном законе. Так, по данным многолетних наблюдений над источниками гидротерм Вайракея (Северный остров, Новая Зеландия), Опал-Пул, № 18 Вайтанги-Пул, № 174 и т.д., установлено, что их дебит с годами заметно уменьшается, а некоторые из них прекратили свою деятельность. Анализ кривых изменения дебита показывает близость этой временной закономерности к экспоненциальной зависимости. Уменьшение дебита естественного термального источника № 174 (Вайракей, Новая Зеландия) и аппроксимация кривой дебита экспонентой при величине $Q_{\text{нач}} = 1,85$ л/сек показаны на рис. 45 (Томпсон, 1965). Отмечая новообразования гейзеритов, Томпсон указывает на влияние бурения в соседних участках и естественные факторы уменьшения дебита. Аналогично изменение дебита Брагунских термальных источников (рис. 46) в Терско-Сунженской области, по данным С.И.Сергиенко (1964). Очевидно, что для принципиальных построений внешняя причина изменения режима работы гидротермальных систем не играет роли. К этой же категории изменений режимов во времени следует отнести случай возрастания температур флюида в Лардерелло (Италия), описанный в гл. I.

Влажность пород в недрах гидротермальных систем определяется содержанием в поровом пространстве жидкости — порового раствора и соотношением пар — жидкость. Все горные породы относятся к

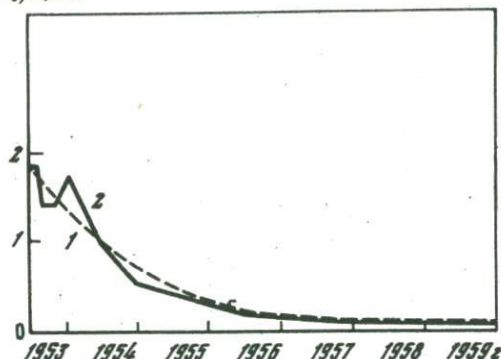
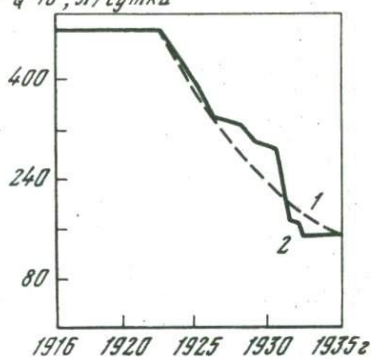
$Q, \text{ л/сек}$  $Q \cdot 10^3, \text{ л/сутки}$ 

Рис. 45. Изменение во времени естественного дебита источника № 174 в гейзерах Вайракея

1 — экспоненциальная кривая; 2 — фактическое изменение дебита

Рис. 46. Изменение во времени естественного дебита Брагунских гидротерм

1 — экспоненциальная кривая; 2 — фактическое изменение

типу капиллярно-пористых тел. Многие вулканические породы — базальты, андезиты, риолиты из водоносных структур — обладают низкой проницаемостью. Пористость многих из них составляет 6–15%. Ю.П. Трухин (1974) исследовал объем порового пространства гидротермально измененных базальтов и андезитов Больше-Банного месторождения гидротерм и показал, что капилляры радиусом менее $2 \cdot 10^{-4}$ см составляют 76–85% от общей пористости пород.

Пористость по насыщению в этих породах колеблется от 6 до 11,6%. Это одно из минимальных значений пористости вулканогенных водовмещающих пород. Например, гидротермально-измененные алевропелитовые туфы характеризуются пористостью в 20–40%. Влажность этих пород в естественных условиях колеблется от 10 до 40%.

Данные Ю.П. Трухина (1974) свидетельствуют о том, что около 80% объема поровых растворов заключено в порах радиусом, меньшим $2 \cdot 10^{-4}$ см и, таким образом, не участвуют в фильтрационном потоке. Это характерно, по-видимому, для плотных, малопроницаемых вулканических пород Больше-Банного геотермального района или игнимбритов и дацитов месторождения Бродлендс (Новая Зеландия). Рыхлые агломератовые туфы или вулканомиктовые песчаники Паужетской вулканотектонической депрессии характеризуется значительно лучшими фильтрационными свойствами, а следовательно, и большей полной влажностью.

Концентрации поровых и трещинных растворов, как правило, резко различны (см. гл. II). Наиболее концентрированы поровые растворы субповерхностных термопроявлений (до 30–100 г/л), а наи-

менее концентрированы вторичные термальные конденсаты (100–200 мг/л). Поле концентраций, как это далее показано, резко неоднородно по аналогии с тепловым полем.

Теплофизические свойства пород, вмещающих гидротермальные системы, функционально связаны с влажностью, температурой и давлением. В сводке, составленной С.В. Тимаревой, Я.Б. Смирновым и Б.Г. Поляком (1970) по измерениям теплопроводности горных пород СССР, величины этого параметра для изверженных порст – базальтов, диабазов, сиенитов, гранитов, гранодиоритов, а также вулканических туфов и туфобрекчий – очень близки. Минимальные значения λ (10^{-3} кал/см·сек·град) изменяются от 3,5 до 2,5, а максимальные – от 8,5 до 12,5 (сиениты). Близкими теплопроводностями обладают алевролиты $2,5-7,5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. Естественно, что эти данные не могут быть положены в основу моделей, во-первых, ввиду их усреднения, а во-вторых, из-за их оторванности от конкретных геологических разрезов и условий, хотя почти все из перечисленных типов пород присутствуют в недрах гидротермальных систем.

Большая сводка данных о теплофизических коэффициентах горных пород приведена в работе Е.А. Любимовой и Г.Н. Стариковой (1966). Поскольку данные величины не являются эффективными, их можно использовать лишь в качестве "фоновых", т.е. начальных значений для стандартных условий температуры, давления и влажности.

Тенденция уменьшения теплопроводности и температуропроводности основной массы пород прослеживается до 500–800°C (Моисеенко и др., 1965; Леонидов и др., 1966; Сакварелидзе, 1973). Е.А. Сакварелидзе (1973) предлагает описывать зависимость между температурой и теплопроводностью в интервале 100–500°C следующей формулой

$$\lambda = \frac{1}{(1/\lambda_0 + at)},$$

где $1/\lambda_0$ – тепловое сопротивление породы при $t = 0^\circ\text{C}$; a – угол наклона $1/\lambda$ к оси t . Теплопроводность аморфных стеклообразных пород возрастает с температурой.

Повышенные давления оказывают незначительное влияние на все теплофизические характеристики пород. Так, еще П.В. Бриджмен (1935) показал, что увеличение давления до 1000 атм изменяет теплопроводность базальта на 0,47%, а известняка лишь на 0,1%. Дж. Б. Валш и Е.Р. Декер (Walsh, Decker, 1966) нашли для гранитов количественную зависимость между теплопроводностью и давлением. Ими показано, что "сухие" граниты практически не меняют теплофизических свойств с ростом давления ($\lambda = 2,77-2,92$ ккал/м·час·град), тогда как для влажных пород величина λ увеличивается до определенного предела. Так, при изменении давления от 1 до 930 бар теплопроводность влажного гранита изменяется от 2,49 до 2,92 ккал/м·час·град (рис. 47).

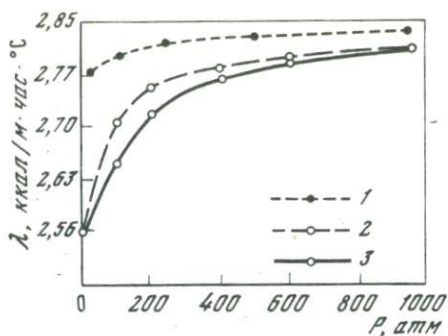


Рис. 47. Изменение теплопроводности гранита в зависимости от всестороннего давления

1 - "сухой" гранит; 2 - "влажный" гранит при уменьшении нагрузки; 3 - "влажный" гранит при увеличении нагрузки

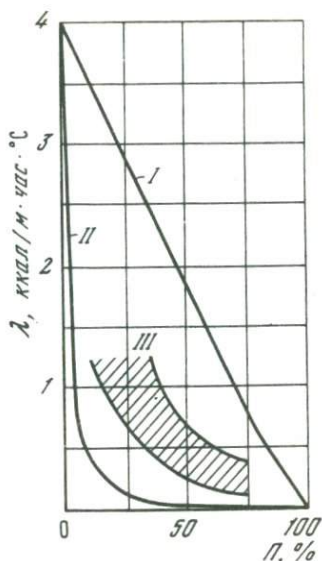


Рис. 48. Пограничные максвелловские кривые для коэффициента теплопроводности модельной дисперсной системы из веществ минерального происхождения в зависимости от пористости P (%) при температуре 20°C

А.И. Масленников и Ю.А. Ганиев (1974) нашли, что теплопроводность гранита (плотность 2538 кг/м^3) и известняка (плотность 2455 кг/м^3) при повышении давления до 1000 бар при 25 и 200°C изменяется незначительно: при 25°C - на 11 и 8,2%, а при 200°C - на 10,4 и 3,7% соответственно. В то же время насыщение этих пород водой при давлении 1000 бар снижает теплопроводность гранита на 24%, известняка на 7% от ее значения для сухих пород.

Увеличение влагосодержания пород, в особенности сильно пористых, приводит к изменению их теплофизических свойств. Во влажных горных породах механизм передачи тепла происходит главным образом путем молекулярной теплопроводности через минеральные зерна и внутрипоровое вещество - газ, пар или жидкость. Зависимости коэффициента теплопроводности от пористости посвящено большое количество работ. Для понимания общей закономерности рассмотрим приводимые А.В. Лыковым (1968) пограничные максвелловские кривые (рис. 48), показывающие зависимость коэффициента теплопроводности от объема частиц модельной дисперсной минеральной системы. Кривые I и II построены для сферических частиц теплопроводностью $4 \text{ ккал/м}\cdot\text{час}\cdot\text{град}$. Здесь кривая I соответствует пузырькам воздуха в твердом материале, а кривая II - сферическим частицам, взвешенным в воздухе. Теплопроводность реальных горных пород должна находиться в поле между кривыми I и II.

В общем теплопроводность пород возрастает на начальных стадиях увлажнения, а их температуропроводность вначале увеличива-

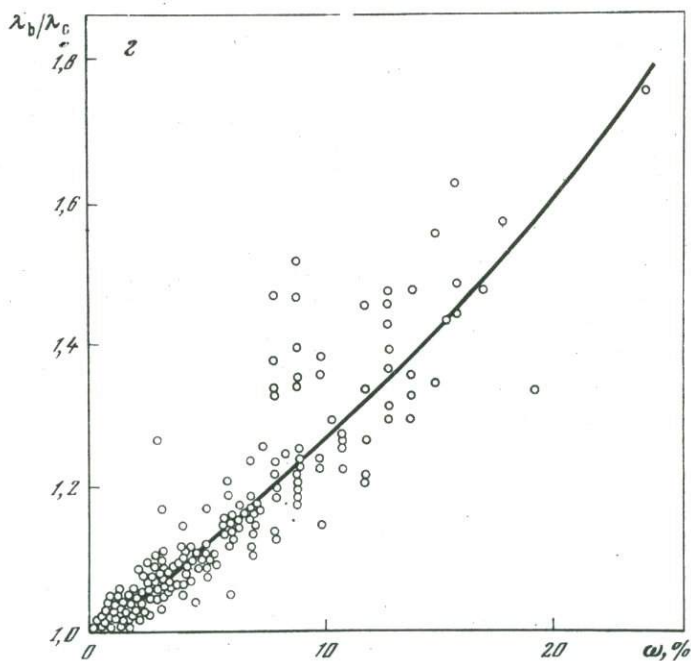
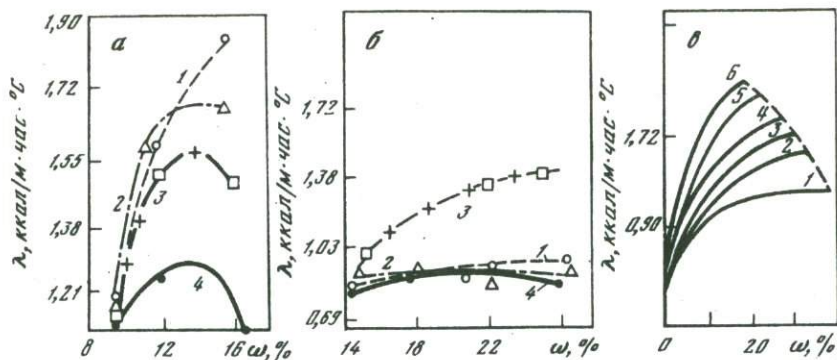


Рис. 49. Зависимость теплопроводности от влажности

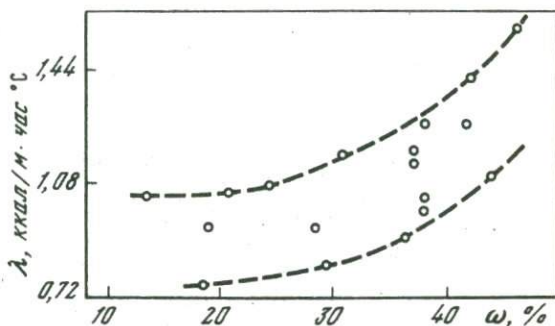
а - для песка при температуре $+10^{\circ}\text{C}$ и концентрации NaCl в растворе (%): 1 - 0, 2 - 2, 3 - 5, 4 - 10; б - для суглинка при температуре $+2^{\circ}\text{C}$ и концентрации NaCl в растворе (%): 1 - 0, 2 - 2, 3 - 5, 4 - 10; в - для талых песчаных горных пород в зависимости от объемной плотности и влажности (значение ρ , $\text{кг}/\text{м}^3$: 1 - 1200, 2 - 1300, 3 - 1400, 4 - 1600, 5 - 1700, 6 - 1800); г - для осадочных пород (песчаник, алевролиты); здесь λ_c - теплопроводность сухой породы; теплопроводность влажной породы - λ_b

ется, а затем существенно уменьшается, так, что кривая $a=f(U)$ имеет максимум (рис. 49). Присутствие NaCl в поровом растворе снижает эффективную теплопроводность (рис. 49а,б) пропорционально концентрации (Пусков, 1966). На рис. 49,в показано, что большое водо насыщение слабо сцементированных пород сильно снижает их теплопроводность (Иванов, 1962).

Данные К.В. Чермака (Сѣрмак, 1967) подтверждают линейную зависимость возрастания теплопроводности от влагосодержания до 20–25 объемных процентов для алевролитов и песчаников (рис.49,г).

У.Н. Моисеенко, Л.М. Дорогиницкая, Е.И. Леонтьев и Л.С. Соколова (1970) нашли зависимости между теплопроводностью сухих и влажных образцов терригенных пород осадочного покрова Западной Сибири, а также их пористостью и плотностью. Например, получено

Рис. 50. Зависимость теплопроводности гидротермальных глин Восточно-Паужетского термопроявления от влажности (%)



возрастание теплопроводности влажных пород в 1,2–1,5 раза. Эмпирическая зависимость для теплопроводностей "сухих" λ_c и влажных образцов $\lambda_{пв}$ имеет вид $\lambda_{пв} = (1,17 + 0,83\lambda_c) \cdot 10^{-3}$ с коэффициентом корреляции + 0,72. Между пористостью $K_{п}$ и теплопроводностью "сухих" пород найдена обратная зависимость $\lambda_c = (-0,055K_{п} + 3,42) \cdot 10^{-3}$ с коэффициентом корреляции -0,76.

А.Д. Дучков и Л.С. Соколова (1974) указывают, что увеличение теплопроводности при увлажнении пористых осадочных пород составляет чаще всего 20–30%, но может достигать и 40% (для мезозойских песчаников впадин Юго-Западного Забайкалья).

На примере Восточно-Паужетского субповерхностного термопроявления была изучена зависимость теплопроводности от влажности методом мгновенного источника на образцах каолинит-монтмориллонитовых гидротермальных глин весом от 300 до 500 г, а также непосредственно в толще пород (рис. 49,а). Существенное изменение теплопроводности заметно при увлажнении пород свыше 35%.

Важная закономерность изменения теплопроводности и температуропроводности в разрезе устанавливается для толщ осадочных и вулканогенно-осадочных пород.

По данным Г.М. Сухарева и О.Б. Барцева (1967), теплопроводность и температуропроводность неогеновых отложений нефтегазо-

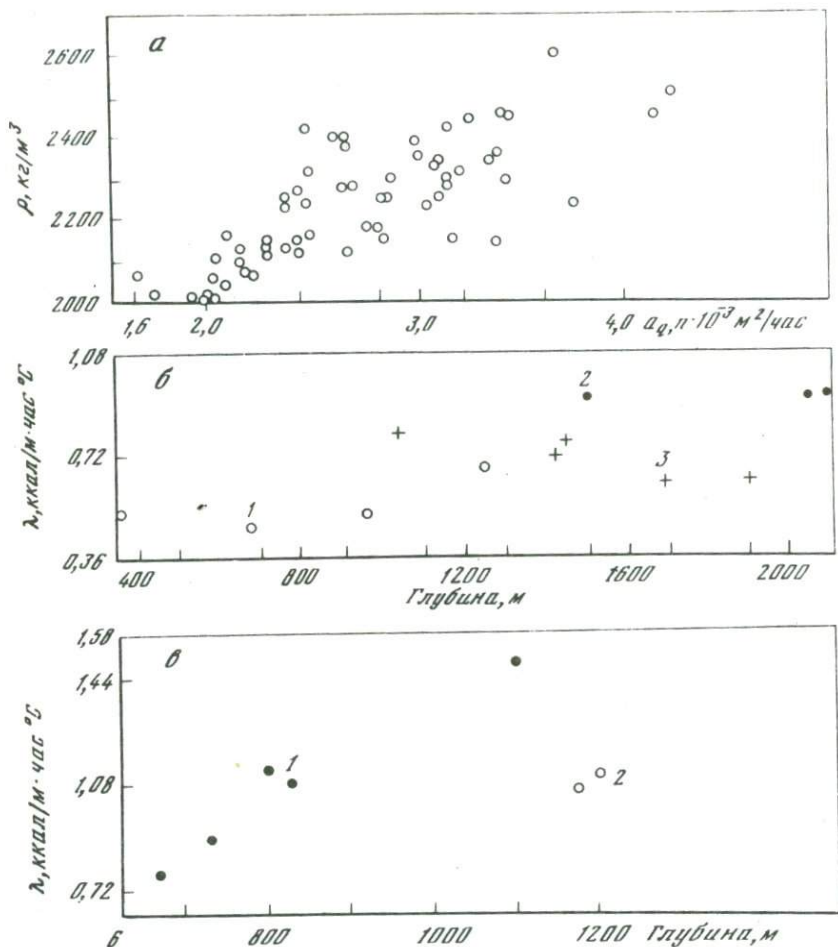


Рис. 51. Зависимость теплофизических свойств пород от плотности и глубины залегания

а - температуропроводность неогеновых отложений нефтегазовых месторождений (Северный Сахалин); б - теплопроводность глин (1), песчаников (2) и алевролитов (3) Восточно-Эхабинского нефтегазового месторождения; в - теплопроводность майкопских глин (1) и мергелей (2) по скважине "Орловская" (Джанкой, Крым)

носных районов Северного Сахалина с глубиной (до 2100 м) и с увеличением плотности пород возрастают соответственно в 2 и 2,2 раза (рис. 51,а). Процесс литификации приводит к уплотнению глин, мергелей, слабо сцементированных песчаников, туфов и тонкой пирокластики, уменьшается пористость и возрастает плотность пород, что служит причиной увеличения их эффективной теплопроводности. Этот процесс демонстрируется на примере мергелей майкопских от-

ложений Крыма (рис. 51, б), теплопроводность которых зависит от глубины залегания: от 700 до 1100 м Орловской скважины теплопроводность мергелей изменяется от 0,74 до 1,50 ккал/м·час·град (Люсова, Кутасов, 1973).

Данные В.В. Бабаева и Ю.С. Застежко (1973) по теплопроводности пород осадочной толщи миоцена и мезозойских отложений складчатого фундамента Закарпатского прогиба до глубины 3000 м показали изменчивость этого параметра с глубиной (рис. 51, в). Теплопроводность липаритовых туфов возрастает с глубины 40 до 800 м от 0,77 до 2,38 ккал/м·час·град. Теплопроводность лесчаников существенно увеличивается в интервале 500–3000 м от 1,44 до 2,35 ккал/м·час·град, а глины – от 1,08 до 2,52 ккал/м·час·град.

Сопоставление имеющихся данных по теплопроводности и температуропроводности горных пород в естественных условиях давления, температуры и влажности свидетельствует о том, что наиболее существенное влияние оказывают влагоемкость и минеральный состав пород. Уплотнение пород в процессе литификации приводит к уменьшению пористости и, соответственно, возможности сильного увлажнения и газонасыщенности. В то же время теплопроводность водонасыщенных пород возрастает лишь до момента полной дегазации порового пространства. Дальнейшее увлажнение приводит к уменьшению теплопроводности. Влияние давления на теплофизические свойства пород в наших постановках задач моделирования целесообразно исключить.

Особенностью геологических разрезов недр гидротермальных систем является разнородность состава пород, а вместе с тем их анизотропия теплофизических свойств. Поэтому моделирование каждого конкретного геотермического объекта сталкивается с новыми вариантами построения тепловых свойств геологических разрезов. Здесь, как правило, требуется их конкретная теплофизическая характеристика.

Массофизические свойства пород как капиллярно-пористых тел. Рассматриваемые коэффициенты a_m и δ введены сравнительно недавно и ранее не использовались при описании тепло-массообмена в геологических процессах. По аналогии с коэффициентом температуропроводности a_q коэффициент диффузии влаги $a_m (a_m = \lambda_m / c_m \rho)$ можно назвать коэффициентом потенциалопроводности переноса влаги, так как a_m характеризует скорость распространения изопотенциальной поверхности тела в изотермических условиях (Лыков, 1968).

Имеющиеся данные по величинам и экспериментальному определению a_m для горных пород и других минеральных материалов различного состояния влажности немногочисленны (табл. 28). Из данных видна тенденция резкого уменьшения величины a_m с уменьшением влагосодержания. Наоборот, повышение влагосодержания влечет за собой возрастание коэффициента a_m до постоянной величины $1-30 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{час}$ для различных силикатных пород и искусственных материалов (Лыков, 1968).

Таблица 28

Коэффициент переноса влаги в горных породах и близких к ним минеральных материалах

Порода, материал	$a_m \cdot 10^{-5}$ м ² /час	U , кг/кг
------------------	--	----------------

По данным А.В. Лыкова (1968)

Каолиновая по- рода	20	0,2
20°С	40	0,25
	50	0,40
Керамика с по- ристостью 28%	1	0,09
48,8°С	2	0,14
38 °С	1	0,14
38°С	2	0,17

По данным В.И. Дубницкого (1952)

Диатомовая крышка		
60°С	2	0,26
50°С	2	0,40
50°С	4	0,50
30°С	6	0,60

В целях моделирования нами выбрана величина $a_m = 10^{-4}$ м²/час, которая может служить лишь ориентиром в дальнейших исследованиях. В будущем необходима постановка специальных экспериментальных исследований потенциалопроводности различных горных пород с малым влагосодержанием в широком диапазоне температур и давлений.

Вторым важнейшим термодинамическим параметром влагопереноса является термоградиентный коэффициент δ , определяемый как отношение перепада влагосодержаний ΔU к перепаду температуры Δt при отсутствии влагопереноса $i_m = 0$ (Лыков, 1968).

А.В. Лыков (1961, 1968) указывает на зависимость δ от влагосодержания и температуры. Для капиллярно-пористых тел δ увеличивается с повышением влагосодержания, достигая максимума, и затем уменьшается. Для различных силикатных материалов типа бетона, диатомовых плит, а также глин и глинистых пород, мергелей и других влагоемких пород термоградиентный коэффициент достигает максимальных значений при влажности 10 - 30%. Для влагоемких пород δ колеблется от $0,1 \cdot 10^{-5}$ до $0,1 \cdot 10^{-2}$ кг/кг.

Для построения моделей нами взяты более узкие пределы δ от 10^{-4} до $5 \cdot 10^{-3}$ в качестве наиболее часто встречающегося интервала; ξ – критерий фазового превращения, равный соотношению потоков пара и жидкости $0 < \xi < 1$.

Коэффициенты диффузии химических компонентов в поровом растворе D м²/час в гидротермальных условиях близки к 10^{-6} м²/час; ω – скорость фильтрации поровых растворов и трещинных вод в недрах гидротермальных систем определяется действием градиента приведенного давления, продолжительностью его действия и направлением. Приведенное давление определяется давлением в водоносном пласте, а следовательно, зависит от ряда геологических причин, ведущих к изменению пластовых давлений и вместе с ним градиентов приведенных давлений и скоростей фильтрации гидротерм.

Важнейшими геологическими причинами, ведущими к изменению давлений и их градиентов, относятся (Гуревич, 1969): изменение пористости пород в процессе литификации; изменение пористости и трещиноватости пород при тектонических напряжениях; изменение гипсометрического плана водоносного горизонта (пласта); импульсные напряжения в результате землетрясений; колебания температуры; осмотические давления.

Для условий гидротермальных систем роль указанных факторов далеко не равнозначна. Важнейшим фактором фильтрации являются температурные условия водоносной толщи и пород-водупоров. Фильтрационный поток возникает за счет теплового расширения воды (частично это рассматривалось выше), уменьшения ее плотности и вязкости. По этим параметрам термальные воды сильно отличаются от холодных пресных и минерализованных вод. Е.Л. Краевая (1974) приводит следующие значения вязкости (сантипуаз) и плотности (г/см³): Паужетские гидротермы – 0,13 и 0,8655; Нижне-Кошелевские – 0,121 и 0,800; Больше-Баннные – 0,16 и 0,9027 и Паратунские – 0,16 и 0,9027 для существующих температур и пластовых давлений.

В зонах трещиноватости и хорошо проницаемых термовыводящих структурах скорость фильтрации гидротермальных вод достаточно велика. Например, по данным Р.Ш. Булгакова, А.В. Штанина и В.Н. Попова, скорость фильтрации гидротерм Паратунской системы достигает 0,03 м/час (на Среднепаратунском участке между скважинами ГК-4 и К-31).

Скорости фильтрации для обводненных псефитовых туфов Паужетской гидротермальной системы при температуре 160–200⁰С и гидравлическом уклоне 0,05 колеблются от 0,1 до 1,2 м/час. Для "не фильтрующих" толщ скорость падает до 0,001–0,0007 м/час.

Ю.П. Трухиным (1974) вычислены средние скорости вязкого течения в плохо проницаемых породах Больше-Банной гидротермальной системы. Для проводящих каналов-пор радиусом от 10^{-1} до 10^{-3} см величина скоростей колеблется от $1,19 \cdot 10^{-1}$ до $1,2 \cdot 10^{-5}$ м/час при вязкости 0,174 сП.

В поле температур и давлений величина и векторы скоростей меняются. Исходя из предположения о модельном распределении температуры фильтрующегося гидротермального раствора во времени по экспоненциальному закону $t(\tau) = t_0 \exp(-b\tau)$ можно сделать оценку минимально допустимых скоростей движения гидротерм.

Для количественного описания скорости потока раствора обратимся к уравнению, полученному Вагнером (Хауффе, 1962) при рассмотрении диффузии газа в твердое тело из струи-носителя. На основании тождества закономерностей, управляющих процессами теплообмена и диффузии (случай переноса вещества и распределение концентраций - $C(y, \tau)$), можно полагать

$$\frac{t(y, \tau)}{t_0} = 1 - \operatorname{erf}\left(\frac{Ky}{2VH} \sqrt{\frac{aq}{\tau}}\right), \quad (\text{III-45})$$

где $t(y, \tau)$ - температура раствора в любой момент времени τ по оси y ; t_0 - температура в точке $y=0$, где раствор впервые соприкасается с породой (базовая температура); K - закон изменения температуры раствора во времени [$\exp(-b\tau)$]; y - длина канала по вертикали в метрах.

Снижение температуры гидротермального потока по мере движения его по каналу к поверхности земли при прочих равных условиях зависит от температуры боковых пород, т.е. от величины геотермического градиента. Чем выше градиент, тем резче снижение температуры раствора. Например, когда температура пород в нижней части канала составляет $50-55^\circ\text{C}$, а в верхней лишь 20°C , снижение температуры потока гидротерм должно быть пропорционально разности начальных температур вмещающих пород, т.е. 35°C , или 10% от начальной температуры гидротерм (350°C). Иными словами, должно быть выполнено условие

$$\frac{t(y, \tau)}{t_0} \geq 0,90. \quad (\text{III-46})$$

Подставляя в (III-46) значение $t(y, \tau)$ из соотношения (III-45), получим

$$1 - \operatorname{erf}\left(\frac{Ky}{2VH} \sqrt{\frac{aq}{\tau}}\right) \geq 0,90; \quad (\text{III-47})$$

$$\operatorname{erf}\left(\frac{Ky}{2VH} \sqrt{\frac{aq}{\tau}}\right) \leq 0,10.$$

Из таблиц находим $\operatorname{erf}(0,125) = 0,1$ и получаем из выражения (III-47)

$$\frac{Ky}{2VH} \sqrt{\frac{aq}{\tau}} = 0,125$$

или при заданной длине канала y получаем минимально допустимую

скорость потока гидротерм:

$$V_{\min} = \frac{K_y}{0,250H} \sqrt{\frac{a_q}{\tau}}.$$

Поскольку

$$K = \exp(-b\tau),$$

$$\text{то } V_{\min} = \frac{[\exp(-b\tau)] y}{0,25H} \sqrt{\frac{a_q}{\tau}},$$

где a_q — коэффициент температуропроводности раствора; H — ширина канала в м.

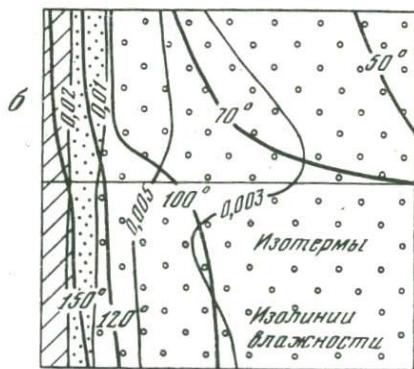
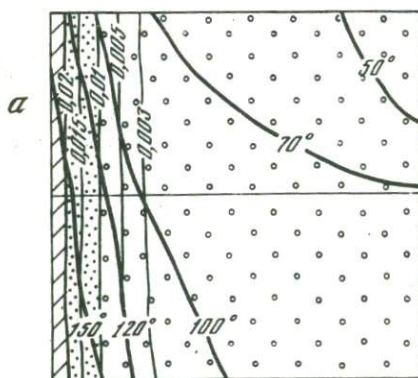
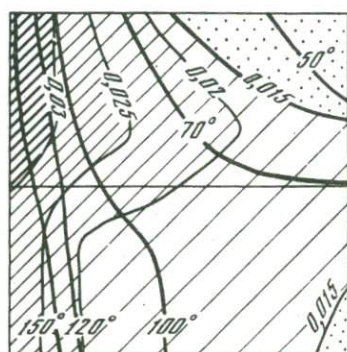
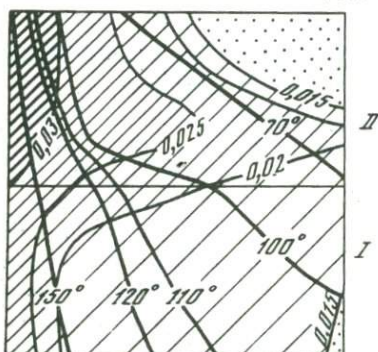
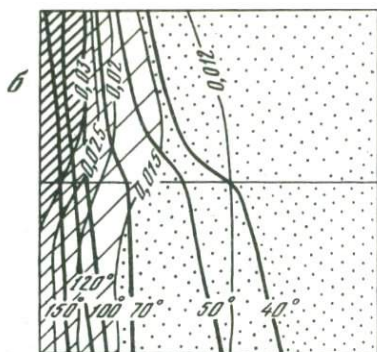
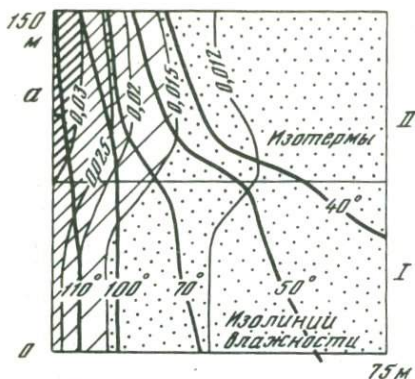
Полагая длину канала равной 900 м, ширину — 1 м и $a_q = 0,0025 \text{ м}^2/\text{час}$, можно найти минимально допустимые значения скоростей потока гидротерм для принятых нами значений b и τ :

$\tau, \text{час}$	$b \cdot 10^{-3}$	$b \cdot 10^{-4}$	$b \cdot 10^{-6}$
10	576	576	576
10^2	150	175	180
10^3	23	52	59
10^4	0	7	18
10^5	0	0	0,22
10^7	0	0	0,0005

Вычисленные значения минимально допустимых скоростей гидротермальных растворов достаточно малы и в общем сопоставимы со скоростями фильтрации (50–300 м/сут) современных термальных вод в рыхлых отложениях (песчаники, граувакки, крупногалечные конгломераты).

Определенным подтверждением реальности расчетных скоростей потоков гидротерм служат также многочисленные опытные данные о коэффициенте фильтрации в различных трещиноватых породах (Ломидзе, 1951). Например, предельное значение коэффициента фильтрации для закарстованных известняков составляет 72 м/час, а для плотных тонкопористых гранитов — $1,8 \cdot 10^{-5}$ м/час. Важным следствием из теории фильтрации растворов по трещиноватым породам является вывод о том, что даже практически не фильтрующие (10^{-5} – 10^{-6} м/сек) трещины-проводники гидротермальных растворов способны передавать гидромеханическое давление и, таким образом, участвовать в общей гидравлической гидротермальной системе.

Остальные коэффициенты или постоянные задавались в моделях исходя из табличных справочных данных или физического соответствия основным параметрам моделей. Такими величинами являлись



τ – теплота парообразования воды, ΔH – энтальпия реакций силикаобразования, газовая постоянная и т.д.

Для обобщенной модели и ее вариантов была составлена таблица коэффициентов системы уравнений (III-42)–(III-44) и краевых условий для двухслойной модели (рис. 44, табл. 29).

Структура теоретической модели. Теоретическая модель представлена одним (вариант А) или двумя (вариант Б) трещинными ка-

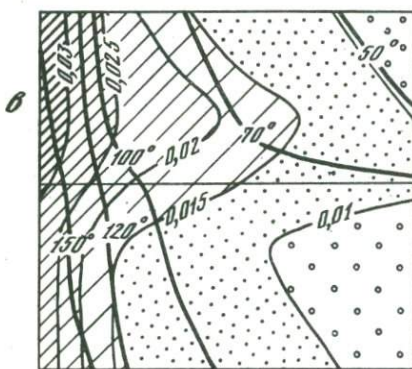
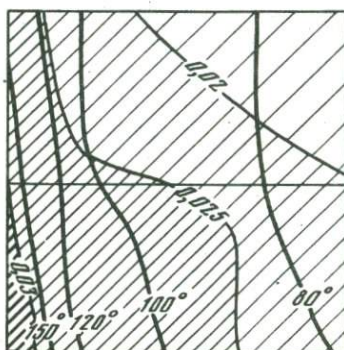
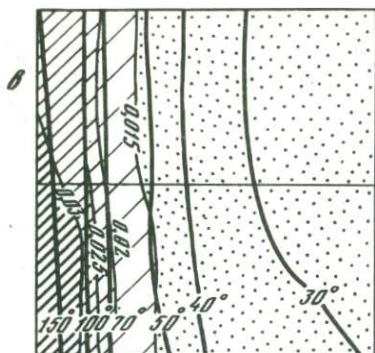


Рис. 52. Динамика формирования температурно-влажностных полей $t(x, y, \tau)$ и $U(x, y, \tau)$ в зависимости от соотношения эффективных теплопроводностей a_q пород слоев

I и II при $\delta = 5 \cdot 10^{-3}$, $\beta_1 = 10^7$, $\beta_2 = 2 \cdot 10^{-3}$; показаны временные сечения t - U полей через 10^5 (верхние рисунки) и $5 \cdot 10^5$ час (нижние рисунки): а - $a_{q1}/a_{q2} = 4,2$; б - $a_{q1}/a_{q2} = 2,7$; в - $a_{q1}/a_{q2} = 0,76$

Рис. 53. Мгновенные временные сечения температурно-влажностных полей при различных термоградиентных коэффициентах δ при $\tau = 5 \cdot 10^5$ час; $a_{q1}/a_{q2} = 2,7$; а - 10^{-4} ; б - 10^{-3} ; в - 10^{-3}

налами, вертикально пересекающими толщу пород с различными теплофизическими свойствами и выводящими гидротермальный раствор на поверхность L (в случае субповерхностной системы рис. 44). Предполагается, что температура раствора на стенке канала изменяется в пространстве и времени по экспоненциальному закону (граничное условие (4)). Величины коэффициентов β_1 и β_2 в показателе экспоненты приведены в табл. 29. Моделируемая область раз-

бита на блоки, центры которых служат узлами пространственной сетки с неравномерным шагом по l и G (рис. 44). Узлы сетки являются расчетными точками (от 20 до 42) в конечно-разностной схеме.

Численные результаты моделирования (рис. 52, 53) показывают динамику формирования температурно-влажностных и концентрационных полей, а также их взаимосвязь в различных вариантах краевых условий. Кроме изменений краевых условий, варианты модели предусматривали различие тепло- и массофизических свойств пород первого и второго слоев — $\lambda_q, \lambda_m, a_q, a_m$ и δ .

Тепловое поле моделируемой субповерхностной гидротермальной системы (рис. 52) в процессе эволюции приобретает конусообразную форму за счет существующего пространственно-временного градиента температуры раствора в трещинном канале и интенсивного стока тепла через близповерхностные слои пород. При этом возникают изменяющиеся во времени температурные градиенты, различные по величине в верхней и нижней частях моделируемой области. Кривые тепловых потоков во времени в различных точках температурного поля имеют максимум. Например, для системы с двумя трещинными каналами (рис. 54) величины потоков изменяются от 0,005–0,017 ккал/м²·час в начальный момент времени до 0,3–0,75 ккал/м²·час по истечении 10⁶ часов тепловой жизни системы, достигая максимального значения — 1,35 ккал/м²·час через $(2-3) \cdot 10^5$ час от начала процесса (рис. 55). При переходе сис-

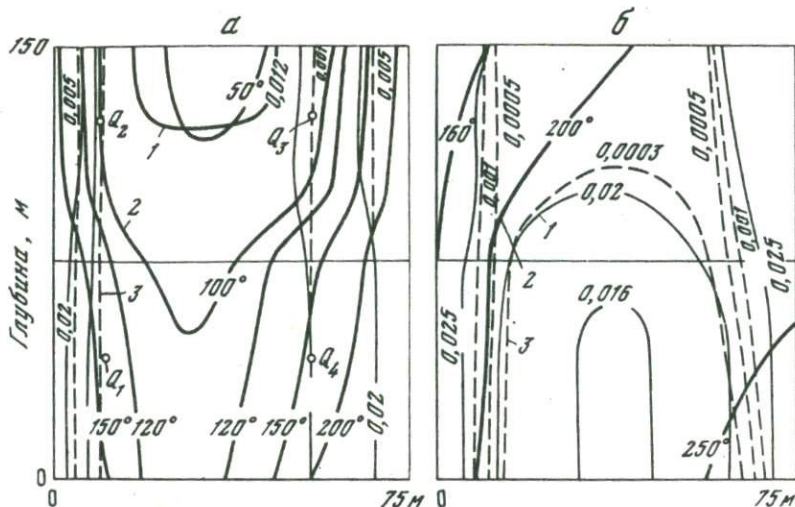
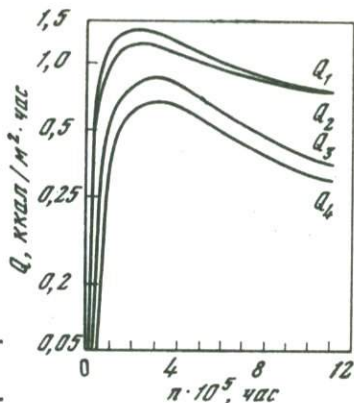


Рис. 54. Динамика формирования температурно-влажностного поля в блоке слоистых пород между двумя трещинными каналами
 а — сечение температурно-влажностного поля при $\tau = 1 \cdot 10^5$ час;
 б — то же при $\tau = 10^6$ час; 1 — изолинии влажности, U кг H_2O /кг пород; 2 — изотермы, °С; 3 — концентрация порового раствора

Рис. 55. Изменение тепловых потоков во времени в точках Q_1, Q_2, Q_3 и Q_4 на модели (см. рис. 54)



темы на стационарный режим наблюдается стабилизация тепловых потоков с сохранением градиента теплового потока в верхних и нижних слоях пород всей области тепло-массообмена.

Существенную роль в развитии неоднородного теплового поля играет различие в теплофизических свойствах пород и их положение в разрезе по отношению к поверхности термопроявлений. Например, рис. 52 демонстрирует перестройку теплового поля в одновременных сечениях при изменении отношений эффективных температуропроводностей a_q нижнего (I) и верхнего (II) слоев пород от 4,2 до 0,76. Этот диапазон температуропроводностей включает a_q для различных типов вмещающих пород современных и древних гидротермальных систем.

В еще большей степени свойства вмещающих пород влияют на пространственно-временное распределение массы поровых растворов и флюидов (см. рис. 52, 53). Это проявляется в формировании своеобразного ореола максимального увлажнения пород, концентрации порового раствора в верхней зоне гидротермальной системы, характеризующейся максимальным температурным градиентом и породами с низкой теплопроводностью.

В различных вариантах моделей (см. рис. 53) термоградиентный коэффициент δ полагался постоянным и равным $5 \cdot 10^{-3}$ кг H_2O / кг пород · град. Изменение δ от 10^{-4} до $7 \cdot 10^{-3}$ при постоянстве других параметров (табл. 27) тепло-массообмена приводит к образованию контрастного ореола влагосодержания в субповерхностной зоне гидротермальной системы (см. рис. 52). Параллельность изолиний влажности и изотерм в верхней части ореола обусловлена наличием массового потока в этой зоне и стоком тепла и влаги (испарением) с земной поверхности.

Для системы из двух трещинных каналов, один из которых содержит гидротермы с более высокой температурой (например, при начальной температуре 200 и 300°C), происходит слияние тепловых и влажностных полей с образованием единой области максимального увлажнения пород независимо от положения изотерм. При этом "низкотемпературное" поле маскируется более "высокотемпературным" (см. рис. 54). В зоне низкотемпературного поля возникает трансгрессия температурного поля с изменением направления общего теплового потока.

Интенсивность массопереноса в различных температурных условиях характеризуется критерием внутреннего массопереноса Посно-

Таблица 29

Характеристика гидротермальных изменений и процессов тепло-массообмена
 примере Балецкого рудного поля) (к обобщенной модели на рис. 56)

Номера зон на модели	Породы.	Проницаемость, мД	Теплопроводность, ккал/м·час·°С***	Температуропроводность $\rho \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{час}^{**}$	Массопроводность $\rho \cdot 10^{-4}, \text{ м}^2/\text{час}^{***}$	Термоградиентный коэффициент $\rho \cdot 10^{-3} \text{ }^{***}$	Средняя плотность, кг/м ³ ***
III	Алевролиты и тонко-средне-зернистые песчаники с прослоями гравелитов и углстым веществом	0,25- 0,45	1,3- 1,36	1,93	1,0	5,0	2500
II	Конгломераты мелкогалечные с ожелезненным цементом	0,02- 0,031	1,94	2,90	1,0	5,0	2600
I	Гранитоиды	0,001	1,50	3,0	0,5	1,0	2600

*Определения Лаборатории физики нефтяного пласта ВостСибНИИГТИМС, Иркутск, 1969 г.

ва - Pn . Этот критерий определяется как интенсивность молекулярного или молярного термоградиентного переноса вещества по сравнению с переносом его механизмом влагопроводности. В моделируемой системе критерий Поснова характеризует относительное изменение влагосодержаний (порового раствора) в породах, обусловленное перепадом температуры

$$Pn = \frac{\delta \Delta t}{\Delta U} .$$

Значения критерия Pn быстро изменяются во времени в процессе эволюции теплового поля от 0,6 до 6,95, проходя через минимум. Причем точка минимума соответствует положению максимума на кривых тепловых потоков в верхней и нижней частях моделируемой области.

Поведение химических компонентов порового раствора в рамках модели определяется температурой и величиной фильтрации (уравнение III-44). Существенную роль эти факторы приобретают лишь при значительной перестройке $t-U$ поля. В этом проявляется свойство большой инерционности поля концентраций порового раствора.

в породах с различными теплофизическими и массообменными свойствами (на

Интенсивность тепло-массо-переноса по результатам моделирования				Относительные размеры ореолов гидротермальных изменений пород	Относительные количества металлов в ореолах измененных пород по центральному участку рудного поля			
P_n	$U_{ср}$, кг/кг	Q_m , (кг/кг)/м ² ·час	S		Cu	Pb	As	Li
5,6-6,95	0,024	10^{-5} - 10^{-7}	100	3,8-4,0	8-20	8-10	22-55	6-8
0,6-3,9	0,021	10^{-7} - 10^{-12}	30	1,5-1,9	4-6	4-6	3-15	3-4
1-2	0,01	10^{-9} - 10^{-14}	1	1	1	1	1	1

**Определены методом источника постоянной мощности в Лаборатории теплопроводности ИТМО АН БССР, Минск, 1969 г.

***Из работы (Пампура, Кочергин, Бальшев, 1973).

Например, на модели с двумя трещинными каналами повышение концентраций компонента (коэффициент диффузии $D=10^{-6}$ м²/час) в поровом растворе наблюдается в зоне максимального увлажнения пород по истечении 10^6 час работы модели. Различие коэффициента фильтрации ϕ в нижнем и верхнем слоях модели (табл. 29) определяет наклон линий изоконцентрат. Интенсивный массоперенос поровых растворов также оказывает влияние на формирование поля концентраций посредством неразрывной связи с тепловым полем. Это явление отражается в соподчиненности полей U и S , отчетливо проявляющейся на примере модели с двумя каналами (см.рис.54).

Таким образом, даже относительно простые, обобщенные граничные условия моделирования приводят к необходимости формирования сложных по структуре границ и гетерогенных в тепловом отношении областей интенсивного тепло-массопереноса в гидротермальных системах. В то же время изучение реальных природных ореолов тепло-массообмена, указывая на еще большую степень их гетерогенности, свидетельствует о неоспоримом подобии их модельных систем.

Геотермическая модель Балецкого месторождения (Восточное Забайкалье). Модель субповерхностного ореола гидротермального из-

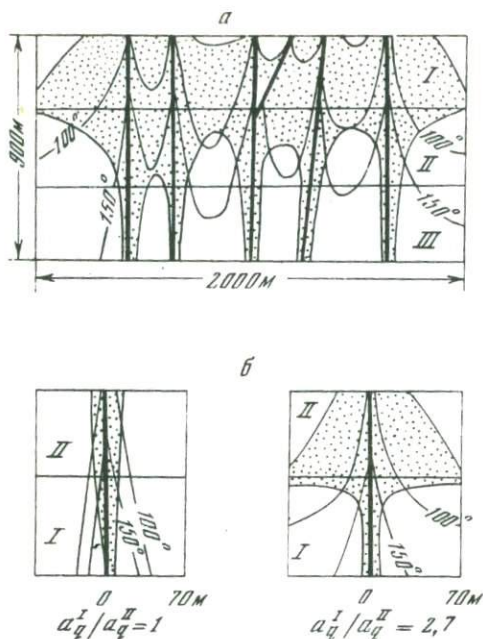


Рис. 56. Обобщенные модели температурно-влажностных полей сложных (а) и простых (б) гидротермальных систем в стационарном состоянии

a_q^I и a_q^{II} - температуропроводность пород I и II слоев; точки - области максимального увлажнения пород; I - гранодиориты; II - конгломераты; III - алевролиты

менения пород обобщена на примере одного из разрезов центральной части Балейского сульфидного месторождения (Восточное Забайкалье) (рис. 56). С точки зрения геологической структуры и минерального выполнения Балейское месторождение может служить типичным примером близповерхностной гидротермальной системы, формирование и термальная деятельность которой происходила в условиях относительно небольших давлений, до 30-40 атм, и резко выраженного геотермического градиента.

Строение геологического разреза месторождения представлено в виде трехслойной модели, на которой серия трещинных каналов длиной 900 м почти вертикально пересекает три толщи пород (снизу вверх) - гранитоиды фундамента грабена, юрские конгломераты и песчано-алевролитовую серию нижнего тела (рис. 56, а, б). Исследование конфигурации ореолов гидротермальных изменений позволяет говорить о ряде факторов, влияющих на их пространственное положение. Важнейшие из них следующие: наличие трехслойной толщи рудовмещающих пород, разнородных в отношении проницаемости, химического состава и теплофизических свойств (табл. 29); строение разрывных нарушений - трещинных жильных каналов и их положение в пространстве (рис. 56); химическая активность вмещающих пород по отношению к гидротермальным растворам.

Наиболее мощные и интенсивные околорудные изменения фиксируются вдоль крупных жильных трещин. Сопряжение жильных каналов в пространстве приводит к слиянию соседних ореолов и образованию полей измененных пород и первичных ореолов рассеяния. К

аналогичному эффекту ведет и многократное ветвление жил в близ-поверхностной части месторождения с образованием трещинных систем высоких порядков. При этом наибольший эффект достигается при благоприятных теплофизических и фильтрационных свойствах вмещающей среды, а именно – существенном относительном уменьшении теплопроводности рудовмещающих песчано-алевролитовых толщ (1,3 – 1,36 ккал/м·час·град) и возрастании их проницаемости в 300–400 раз по сравнению с гранитоидами фундамента (табл. 29). Весьма существенно и положение этих осадочных пород в верхней части разреза, примыкающей к земной поверхности – области мощного теплового стока (буфера). Таким образом, результаты моделирования свидетельствуют о том, что рудовмещающие породы верхнего структурного этажа наиболее благоприятны для развития в них процессов гидротермального увлажнения и интенсивности миграции поровых растворов, осуществляющих транспорт ореолообразующих компонентов в тепловом поле.

Анализ данных табл. 29 указывает на закономерное соответствие геологического положения и характера ореолов рассеяния и гидротермальных изменений пород (по данным полевых наблюдений) интенсивности процесса тепло-массопереноса в пространстве (по данным моделирования).

Здесь важно не только совпадение положения в пространстве областей максимального гидротермального промачивания с наибольшими размерами ореолов гидротермального изменения пород. Сравнение усредненных показателей табл. 29 указывает на причинную связь между параметрами вертикальной зональности ореолов гидротермальных изменений и интенсивностью тепло-массопереноса. В конкретном виде это выражается во взаимосвязи между усредненными относительными размерами ореолов гидротермальных изменений (аргиллизация и окварцевание), относительными количествами металлов – меди, свинца, мышьяка и лития – в пределах ореолов гидротермальных изменений и количественными оценками интенсивности тепло-массообмена в толщах пород каждой зоны на модели: критерием Поснова (Pn), величиной среднего массосодержания (U_{cp}), средней величиной массового потока (Q_m (кг/кг)/м²·час) и относительной площадью максимального околотрещинного увлажнения (S).

Обсуждение результатов моделирования. Рассмотрение совместного и взаимосвязанного переноса влаги и тепла важно для понимания природы ореолообразования и состоит в следующем. Перенос связанного вещества, в данном случае порового раствора, определяется действием массовой (градиент химического потенциала) и тепловой движущих сил (градиент температуры) (Лыков, 1961; Михайлов, 1967)

$$j_m = -\lambda_m' \nabla \mu - \lambda_m'' \nabla t, \quad (48-III)$$

где j_m – плотность потока вещества; λ_m' – коэффициент массопроводности влаги (порового раствора) под действием градиента химического потенциала $\nabla \mu$; λ_m'' – термический коэффициент массопровод-

ности влаги под действием градиента температуры ∇t . Окончательно преобразуем это уравнение

$$j_m = -a_m \gamma_0 \nabla U - a_m \gamma_0 \delta \nabla t, \quad (49-III)$$

где $\delta = c'_m \left[\left(\frac{\partial \mu}{\partial t} \right)_u + \frac{\lambda''_m}{\lambda'_m} \right]$; γ_0 — плотность абсолютно сухого материала.

Видно, что поток влаги j_m в капиллярно-пористой породе складывается из молекулярно-молярного переноса жидкости и пара под действием капиллярных и диффузионно-осмотических сил в изотермических условиях (первый член уравнения) и термической массопроводности — термодиффузии жидкости (пара) и капиллярной термовлагодобродности. Термоградиентный коэффициент δ характеризует градиент удельного влагосодержания в теле при перепаде температуры в 1°C . Произведение $a_m \gamma_0 \delta$ служит при этом мерой интенсивности переноса массы при градиенте температуры, равном единице. По данным А.В. Лыкова (1961) и Л.М. Никитиной (1968) δ для влагоемких пород — песчаников, глин, мергелей и других — колеблется в пределах $(0,001 - 0,5 \cdot 10)^{-3}$ кг/кг $^\circ\text{C}$ в зависимости от удельного влагосодержания и температуры.

Таким образом, создание значительных температурных градиентов в субповерхностных частях трещинных каналов в сочетании с большим термоградиентным коэффициентом (см. табл. 27) пород оказывает решающее влияние на процессы формирования мощных зон влагопереноса. При этом возникают своеобразные ореолы увлажнения и миграции поровых растворов (см. рис. 52–56). В случае сближенных трещинных каналов происходит слияние ореолов увлажнения и образуется субповерхностная зона влагопереноса. Эта область активного массопереноса поровых растворов рассматривается в качестве области зарождения процесса рудоотложения — эндогенного ореолообразования и гидротермального изменения пород. Породы в этой зоне представляют собой среду, уже подготовленную для активной миграции ореолообразующих компонентов: комплексов металлов, компонентов-комплексобразователей, газов и т.д.

Субповерхностный ореол гидротермального промачивания и прогрева пород может быть рассмотрен в качестве теплогенерирующей области, системы, способной к частичному саморазогреву из-за распределенных в ней тепловых источников. К последним прежде всего относятся участки пород, подвергшиеся химическим гидротермальным изменениям, сопровождающимся экзотермическими тепловыми эффектами. Подобными эффектами характеризуются практически все реакции гидролиза силикатов, столь характерные для процессов гидротермальных изменений пород.

Согласно расчетам, опубликованным нами ранее (Пампура, Кочергин, Бальшев, 1973), количество тепловой энергии, выделяющейся в процессе метасоматического замещения полевых шпатов калиевыми слюдами в объеме 1 м^3 гранитоидов (50 объемных процентов полевых шпатов), составляет $2 \cdot 10^4$ ккал. При теплоемкости

продуктов реакции 0,11 ккал/моль·град этот запас энергии способствует нагреву теплоизолированного объема породы на 162°C. Подобный разогрев возможен при условии быстрого прохождения реакции и относительной теплоизоляции сферы реакции. Однако наличие стоков тепла приводит к значительно меньшему тепловому эффекту.

Показано (Пампура, Кочергин, Бальшев, 1973), что даже относительно небольшой перегрев системы заметно повышает термостатирующую роль всей теплогенерирующей области и в особенности околотрещинного пространства. При этом общее время теплообмена до установления квазистационарного режима в системе возрастает на несколько порядков.

В случае ограниченного времени работы теплогенерирующего гидротермального источника, температура которого изменяется по некоторому экспоненциальному закону (граничное условие (4)), распределенные тепловые источники создают условия для существенного разрастания зоны субповерхностного прогрева и, как следствие, разрастания области интенсивного увлажнения и движения поровых растворов в верхние горизонты гидротермальной системы. Тем самым создаются условия для более длительного взаимодействия минералообразующих поровых растворов с породами. При вовлечении в сферу интенсивного тепло-массообмена новых, контрастных по тепло- и массофизическим свойствам пород должны возникать новые области гидротермальных взаимодействий, усложняющие тепловую и влажностную структуру ореола. При этом особую роль приобретают контакты контрастных по свойствам пород, характеризующиеся в тепловом отношении небольшими, но устойчивыми во времени градиентами температуры. Здесь возникают благоприятные условия для формирования зон повышенной влажности — гидротермального "промачивания", своеобразных ореольных аномалий (см. рис.52-56).

Важнейшим результатом активности гидротермальной системы являются размеры, в частности, вертикальная протяженность и контрастность химического состава эндогенных ореолов рассеяния и гидротермального изменения пород. Последнее есть прямое следствие интенсивности массопереноса в области гидротермальных взаимодействий поровых растворов с породами.

Результаты моделирования позволяют выдвинуть несколько основных условий, определяющих размеры ореолов прогрева и развития интенсивного массопереноса, — величину и стабильность теплового потока на нижней границе; длительность активной тепловой деятельности гидротермальной системы — работы термовыводящих трещинных структур; температуру в недрах (пласте) гидротермальной системы; характер закона изменения температуры гидротерм трещинных каналов по вертикали; распределение температурного градиента; тепло- и массофизические свойства вмещающих пород, способствующие созданию тепловых экранов, коллекторов, стоков и источников на пути движения теплоносителя (гидротермального раствора).

Формирование благоприятной гидротермической обстановки в субповерхностных частях гидротермальной системы определяется также и близостью земной поверхности — области глобального теплового стока. Естественно, что присутствие в субповерхностной зоне пород низкой теплопроводности дополнительно к эффекту "стока" к поверхности создает повышенный температурный градиент.

Фактор длительности процесса создает условия для более глубоких химических преобразований, являясь по отношению к остальным факторам параметром независимым.

Три других условия обеспечивают пространственную гетерогенность температурного и влажностного полей. Гетерогенность теплового поля определяется главным образом различием тепло- и массофизических свойств боковых пород.

Чем выше степень различия свойств вмещающих пород, а следовательно, и степень гетерогенности области тепло-массопереноса, тем больше ее размеры при одинаковом времени длительности процессов. Расчеты показывают, что одно лишь различие в величинах эффективной теплопроводности вмещающих пород в 1,3–2 раза приводит к возрастанию размеров ореола интенсивного увлажнения в 8–10 раз.

Можно рассматривать лишь общие закономерности исследуемого явления. Количественные же характеристики масштабов процессов следует получать при моделировании и изучении конкретных природных геологических объектов.

Полученные результаты моделирования процесса тепло-массопереноса позволяют представить модель ореолообразования в виде последовательности взаимосвязанных событий: прогрев пород — установление квазистационарного теплового режима; образование фронта гидротермального увлажнения с областью конвективного массопереноса поровых растворов; образование концентрационного фронта в поровых растворах и последующие относительно слабые гидротермальные изменения пород во всей области установившегося тепло-массопереноса; возникновение экстремального состояния системы на начальной стадии процесса тепло-массообмена; достижение максимальных значений тепловых и массовых потоков; развитие зон интенсивных химических взаимодействий между поровым раствором и породами, ведущих к коренному гидротермальному изменению пород; образование ореольных распределений концентраций, часто имеющих максимумы в околорудных зонах, характеризующихся аномальным тепловым градиентом.

Возможно, что установление последовательности отражает одну из общих закономерностей природных процессов тепло-массообмена и взаимосвязанного с ним геохимического ореолообразования.

Модели субповерхностных термопроявлений

Постановка задачи. Геохимические исследования субповерхностных термопроявлений позволяют предполагать, что значительные масштабы миграции вещества обусловлены их активной тепловой деятельностью. Далее будет показано, что масса вещества, переносимая в единице объема пород за счет трещинной миграции, во много раз меньше или сравнима с массой вещества, переносимой капиллярно-поровой миграцией. В то же время интенсивность любого вида переноса, оцениваемая по данным геохимического распределения вещества, зависит от неоднородностей теплового поля, его градиентов и других параметров.

В связи с этим становится понятной важная роль поровых растворов в качестве минералообразующей среды. Однако эта субстанция находится в тесном массообменном взаимодействии с твердой фазой пород. Таким образом, исследованию тепло-массообмена должна быть подвергнута вся система поровый раствор – капиллярно-пористые породы как единое целое. Рассматриваемое исследование следует понимать как начальный этап познания закономерностей развития столь сложного явления, как действующие субповерхностные термопроявления.

Количественной основой описания краевых условий математических моделей послужили данные изучения температурно-влажностного режима Восточно-Паужетского, Верхнего и Северо-Камбального термопроявлений, составов и геохимической зональности поровых растворов и тепловых свойств пород. Для максимального приближения модели к природным условиям был выбран конкретный участок широтного профиля Восточно-Паужетского термопроявления по линии между скважинами 919 и 900 с температурами от 20 до 100°C. Некоторые условия тепло-массообмена и свойства пород описаны конкретными значениями, приведенными в табл. 30. Способы определения этих величин и соответствующие погрешности даны в предыдущих разделах, а также ниже при анализе полей температуры, влажности и концентраций.

Моделям, описывающим реально наблюдаемый природный процесс, придается важнейшее значение как в познавательном, так и в методологическом аспекте. В данном случае модель процесса используется в качестве инструмента изучения динамики теплообмена (прямая задача), а также для определения потенциалов переноса по данным о наблюдаемых распределениях t , U и C (обратная задача). Методологический аспект заключается в решении общего вопроса о возможности адекватного описания с помощью математических моделей столь сложных процессов. Ранее (с. 116) в разделе о физической модели теплопереноса была доказана возможность практического и успешного использования системы уравнений тепло-массо-переноса в качестве модели-инструмента для количественного описания одномерного процесса в лабораторных условиях параметров, отвечающих гидротермальным системам.

Таблица 30

Начальные условия и коэффициенты уравнений к задаче тепло-массообмена в недрах Восточно-Паужетского термопроявления

Начальные условия и коэффициенты уравнений	Числовые значения, размерность	Метод определения
Температура пород t_1	10–20°C	Замеры медными термометрами сопротивления
Температура раствора t_2	100°C	-
Концентрация термальное раствора (по цинку) C	0,0028 мг/кг H_2O	Атомная абсорбция
Влажность пород U	0,03 кг H_2O /кг породы	Весовые определения полной влажности до 105°C
Максимальная влажность пород U_{max}	0,47 кг H_2O /кг породы	105°C
Теплопроводность пород λ	0,75–1,5 ккал/м·час·град	Метод мгновенного источника
Влагопроводность пород λ_m	$(1,25-2,3) \cdot 10^{-5}$ кг H_2O /м·час·град·М	-
Коэффициент диффузии D	$2 \cdot 10^{-6}$ м ² /час	-
Массопродность пород λ_c	$3 \cdot 10^{-8}$ кг Zn /м ³ ·час·кг H_2O	-
Плотность пород в сухом состоянии ρ	1360–1390 кг/м ³	Пикнометрические определения

Теперь, усложняя модель дополнительными условиями и параметрами, перейдем к исследованию двухмерных полей.

В процессе исследования природной системы гидротермальный раствор – горные породы была сформулирована математическая модель нестационарного тепло- и массообмена, подобная описанной ранее (III-42)–(III-44):

$$\frac{\partial t_1}{\partial r} + \omega_x \frac{\partial t_1}{\partial x} + \omega_y \frac{\partial t_1}{\partial y} = \frac{\lambda_1}{c_{q1} \rho_1} \nabla^2 t_1 + q'_t; \quad (III-50)$$

$$\frac{\partial U_1}{\partial r} + \omega_x \frac{\partial U_1}{\partial x} + \omega_y \frac{\partial U_1}{\partial y} = 0; \quad (III-51)$$

$$\frac{\partial C_1}{\partial r} + \phi_x \omega_x \frac{\partial C_1}{\partial x} + \phi_y \omega_y \frac{\partial C_1}{\partial y} = D_1 \nabla^2 C_1 - q'_c; \quad (III-52)$$

$$\frac{\partial t_{2i}}{\partial r} + \omega'_{yi} \frac{\partial t_{2i}}{\partial y} = \frac{\lambda_{2i}}{c_{q2i} \rho_{2i}} \nabla^2 t_{2i} + \xi_{ji} \gamma_i \frac{1}{c_{q2i}} \frac{\partial U_{2i}}{\partial r} + q_{ti}; \quad (III-53)$$

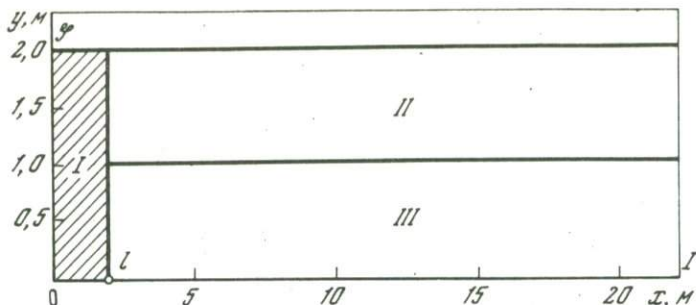


Рис. 57. Двухслойная модель системы с зоной фильтрации I и слоями пород с различной степенью увлажнения (II и III)

$$\frac{\partial U_{2i}}{\partial \tau} + \omega'_{yi} \frac{\partial U_{2i}}{\partial y} = a_{mi} (\nabla^2 U_{2i} + \delta \nabla^2 t_{2i}) + q_{ui}; \quad (\text{III-54})$$

$$\frac{\partial C_{2i}}{\partial \tau} + \phi_{xi} \omega'_{xi} \frac{\partial C_{2i}}{\partial x} + \phi_{yi} \omega_{yi} \frac{\partial C_{2i}}{\partial y} = D_i \nabla^2 C_{2i} - q_{ci}, \quad (\text{III-55})$$

где индекс "1" относится к зоне I, "2" - к зоне II, III (рис. 57); i - номер слоя в зоне II, III; x, y, τ - пространственные и временные координаты; t - температура, °C; U - влажность пород, кг H₂O/кг

породы; C - концентрация химических компонентов, %; $a = \frac{\lambda}{c \rho}$ - коэффициент потенциалопереноса тепла (a_q) и влаги (a_m), м²/час; λ - коэффициент теплопроводности, ккал/час °C; c_q - коэффициент теплоемкости, ккал/кг °C; c_m - коэффициент массоемкости, кг H₂O/кг породы; ρ - плотность, кг/м³; D - коэффициент диффузии вещества, м²·час; δ - термоградиентный коэффициент, кг H₂O/кг

породы °C; $\phi = \frac{\omega_0}{\omega}$ - коэффициент фильтрации ($0 \leq \phi \leq 1$); ω - скорость движения раствора, м/час; ω_0 - скорость движения химических компонентов в растворе, м/час; q - внутренние источники (q_t - °C/час, q_c - %/час);

$$\nabla^2 F = \frac{\partial^2 F}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 F}{\partial y^2}.$$

Прямая задача заключается в решении системы уравнений с целью получения нестационарных полей температур, влажности и концентраций химических компонентов. При этом необходимо знание коэффициентов потенциалопереноса (a_q , a_m , D) и внутренних функций - дополнительных источников (q_t , q_u , q_c). Однозначность решения прямой задачи для моделируемой системы определяется следующими краевыми условиями, близкими к природным близповерхностным условиям термоявлений (см. рис. 57).

Начальные условия для $0 < x < l$; $0 < y < G$

$$(1) t(x, y, \tau)|_{\tau=0} = t'_0(x, y, \tau)|_{\tau=0} + gy;$$

$$(2) U(x, y, \tau)|_{\tau=0} = U'_0(x, y, \tau)|_{\tau=0};$$

$$(3) C(x, y, \tau)|_{\tau=0} = C'_0(x, y, \tau)|_{\tau=0}$$

Граничные условия при $\tau > 0$

$$(4) t_i(x, y, \tau)|_{y=0} = t_0 \exp(-\beta\tau); \\ 0 < x < l$$

$$(5) U_i(x, y, \tau)|_{y=0} = U_0; \\ 0 < x < l$$

$$(6) C_i(x, y, \tau)|_{y=0} = C_0; \\ 0 < x < l$$

$$(7) \text{grad}_x t_i(x, y, \tau)|_{x=0} = 0; \\ 0 < y < G$$

$$(8) \text{grad}_x U_i(x, y, \tau)|_{x=0} = 0; \\ 0 < y < G$$

$$(9) \text{grad}_x C_i(x, y, \tau)|_{x=0} = 0; \\ 0 < y < G$$

$$(10) kh \text{grad}_x t_i|_{x=l} = a_q \text{grad}_x t_i(x, y, \tau)|_{x=l}; \\ 0 < y < G \quad 0 < y < G$$

$$(11) kh \text{grad}_x U_i|_{x=l} = a_m \text{grad}_x U_i(x, y, \tau)|_{x=l}; \\ 0 < y < G \quad 0 < y < G$$

$$(12) D_1 \text{grad}_x C_i|_{x=l} = D_2 \text{grad}_x C_i(x, y, \tau)|_{x=l}; \\ 0 < y < G \quad 0 < y < G$$

$$(13) \text{grad}_y t_i(x, y, \tau)|_{y=G} = F(x); \\ 0 < x < l$$

$$(14) \text{grad}_y U_i(x, y, \tau)|_{y=G} = f(x); \\ 0 < x < l$$

$$(15) \text{grad}_y C_i(x, y, \tau)|_{y=G} = \text{const}; \\ 0 < x < l$$

$$(16) t_i(x, y, \tau)|_{x=l} = t'_0 + gy; \\ 0 < y < G$$

$$(17) \operatorname{grad}_x U_i(x, y, \tau) \Big|_{x=I} = \text{const}; \\ 0 < y < G$$

$$(18) \operatorname{grad}_x C_i(x, y, \tau) \Big|_{x=I} = \text{const}; \\ 0 < y < G$$

$$(19) \operatorname{grad}_y t_i(x, y, \tau) \Big|_{y=0} = F'(x); \\ 0 < x < I$$

$$(20) \operatorname{grad}_y U_i(x, y, \tau) \Big|_{y=0} = f'(x); \\ 0 < x < I$$

$$(21) \operatorname{grad}_y C_i(x, y, \tau) \Big|_{y=0} = \phi'(x); \\ 0 < x < I$$

g – геотермический градиент.

В общем виде моделируемая природная система представляет собой двухмерную область (см. рис. 57) с двумя горизонтальными зонами пород различного состава. Эти породы характеризуются различными коэффициентами потенциалопереноса a_{qi} , a_{mi} , D_i . Вертикальная зональность системы обусловлена наличием пород высокой проницаемости (зоны фильтрационного переноса вещества) и зоны диффузии. При этом коэффициенты потенциалопроводимости в породах диффузионной зоны на несколько порядков ниже, чем в области фильтрации. Поступление гидротермального раствора из глубин к земной поверхности осуществляется в основном по зонам фильтрации.

Указанный способ переноса учитывается в математической модели составляющими $\omega \operatorname{grad} t$, $\omega \operatorname{grad} U$ и краевыми условиями (19)–(21), которые характеризуют интенсивность потока энергии и вещества из глубинных слоев пород в зависимости от наличия трещин.

Температура раствора, изменяющаяся функционально от времени, и его концентрация задаются краевыми условиями (4)–(6) на нижней границе зоны фильтрации ($y = 0$, $0 < x < I$, см. рис. 57).

Моделируемая гидротермальная система симметрична относительно оси y , поэтому на этой границе отсутствуют потоки тепла, влаги и химических компонентов (условия (7)–(9)). Вдали от термопроявлений горные породы не подвергаются гидротермальным взаимодействиям, и, следовательно, температура пород определяется геотермическим градиентом, а их влажность и химический состав остаются неизменными в течение всего процесса формирования термального поля (условия (16)–(18)).

Существующий постоянно конвективный тепло- и массообмен поверхности термопроявлений с окружающей атмосферой определяется величиной потоков тепла и массы раствора на верхней границе системы, функционально связанными с пространственными аномалиями термального поля (условия (19)–(21)).

Внутренние источники энергии и вещества q_t , q_u и q_c , как это показано выше, определяются в пространстве суммой функционально независимых потоков; один поток за счет конвективного переноса гидротермального раствора по мелким вертикальным трещинам в породах, другой поток обусловлен химическими превращениями в породах. В общем случае внутренние источники q_t , q_u и q_c характеризуются как эффективные внутренние источники, не разделенные на составляющие: $\bar{q}_{эф} = q_{хим} + q_{конв}$.

Окончательные результаты решения прямой задачи, т.е. определения $t(x, y, \tau)$, $U(x, y, \tau)$ и $C(x, y, \tau)$ получены после реализации математической модели на АВМ. Методика будет приведена ниже.

Обратная задача. Наиболее перспективен метод математического моделирования для решения обратных задач. Такая задача решает вопрос о начальном состоянии процесса, существовавших потоках энергии и вещества, формирующих поля t , U и C , и величинах коэффициентов потенциалопереноса по известному распределению t, U и C .

Поскольку современные гидротермальные системы находятся в основном в квазистационарном состоянии, т.е. при сформировавшихся полях энергии и вещества (t, U, C), то восстановление первоначальной картины процесса и динамики формирования, несомненно, является основной задачей исследований.

К сожалению, еще не существует общей методики решения обратных задач. Сделаны лишь первые попытки решения частных вопросов. Г.И. Марчук (1964) свою работу посвящает постановке некоторых обратных задач в общем виде, но ограничивается изучением линейных задач в операторной форме

$$L\phi = f. \quad (\text{III}-56)$$

При известной полной математической постановке задачи определяются количественные характеристики коэффициентов уравнения, характеризующих оператор L , соответствующих набору функционалов задачи f . Следовательно, для известного решения уравнения (III-56) существует формула определения любого линейного функционала скалярным произведением

$$J_p(\phi) = (P, \phi). \quad (\text{III}-57)$$

Применяя метод сопряженной задачи, этот функционал равен

$$J_p(\phi) = (f, \phi_p^*).$$

Таким образом, функционал $J_p(\phi)$ может быть получен либо с помощью решения основного уравнения (III-56), либо с помощью сопряженного уравнения

$$L^* \phi_p^* = P.$$

Предложенный в работе Г.И. Марчука метод основан на априорном предположении о существовании и единственности решения обратных задач.

В работе Лаврентьева М.М. (1964) доказывается теорема о единственности решения обратной задачи для волнового уравнения

$$p^2 \cdot \partial^2 U / \partial S^2, \quad (\text{III-58})$$

где U - функция трех переменных x, y, s ; p - функция переменных x, y . Если известно семейство решений G для всех $S > 0$ в области $D_0[x, y]$, то решение обратной задачи состоит в нахождении функции $p(x, y)$ внутри области D .

Решение обратной задачи G единственно, т.е. функция $p(x, y)$ однозначно определена внутри области D , когда D и D_0 однозначно связанные и ограниченные области, а известные начальные условия определены функциями

$$U(x, y, 0) = 0$$

$$\frac{\partial U(x, y, 0)}{\partial S} = \delta(x-x_0, y-y_0), \quad (\text{III-59})$$

где $Q(x_0, y_0)$ - любая точка из D_0 .

Теорема о единственности решения обобщается для уравнения теплопроводности и на некоторые уравнения параболического, гиперболического и эллиптического типов высших порядков.

Позже в работе М.М. Лаврентьева, В.Г. Романова, В.Г. Васильева (1969) более подробно были исследованы обратные задачи для телеграфного и волнового уравнений, уравнения теплопроводности и эллиптического уравнения. Наиболее интересна для исследования природных процессов постановка задачи теплопроводности с непрерывно действующими внутренними источниками. Формулировка этой задачи следующая

$$a^2 \frac{\partial U}{\partial \tau} = \nabla^2 U + f, \quad (\text{III-60})$$

причем $f(x_1, x_2, \dots, x_n, \tau) = \phi(\tau) f_1(x_1, x_2, \dots, x_n)$, где $\phi(\tau)$ - известная функция. Или для полуплоскости

$$a^2 \frac{\partial U}{\partial \tau} = \nabla^2 U + \phi(\tau) f(x, y) \quad (\text{III-61})$$

при следующих краевых условиях

$$U(x, y, 0) = 0; U(x, 0, \tau) = h(x, \tau); U(x, y_1, \tau) = g(x, \tau).$$

Применяя операционное исчисление, было найдено решение обратной задачи:

$$F_i(\omega, z) = \lim_{A \rightarrow \infty} \frac{1}{2\pi z} \int_0^\infty \Phi_i(\omega, \frac{r}{z}) \frac{dr}{\sqrt{r}} \int_{-A}^A \frac{r^{i\xi} d\xi}{\Gamma(i\xi + 1/2)}, \quad (\text{III-62})$$

где $\Gamma(x)$ - гамма-функция Эйлера. Решение существует в области $t(x, y) \in L_1(-\infty < x < \infty)$, $y \in (0, \infty)$, $F(\omega, z) \in L_2(0 < z < \infty)$, $\omega \in (-\infty, \infty)$.

Для уравнений параболического типа рассмотрена постановка обратной задачи Б.М. Будаком и А.Д. Искандеровым (1967). Исследуется единственность и устойчивость решения краевой задачи с неизвестными коэффициентами для уравнения $a(x, \tau) U_{xx} - C(\tau) B(x) U - U_{\tau} = H(x, \tau, a(x, \tau), C(\tau))$. Находится тройка функций $\{a(x, \tau), C(\tau) \text{ и } U(x, \tau)\}$, которые являются решением задачи. Задача реализуется конечно-разностным методом - методом итераций по предлагаемым в работе формулам. Доказана равномерная сходимость решения задачи.

В рассмотренных работах обратная задача решается относительно неизвестных коэффициентов или внутренней функции уравнений. Однако при исследовании природных процессов особенно важен вопрос нахождения единственного решения при неизвестных коэффициентах и одновременно неопределенной функции внутренних источников.

Решение обратной задачи для подобного вида состоит в следующем¹. Пусть известны непрерывные и дифференцируемые функции

$$t_1(x, y, \tau), U_1(x, y, \tau), C_1(x, y, \tau), t_{21}(x, y, \tau), U_{21}(x, y, \tau), C_{21}(x, y, \tau),$$

удовлетворяющие описанным уравнениям. Необходимо определить коэффициенты, входящие в эти уравнения $a, q_1, a_{m1}, a_{q2}, D_1, q_t, q_{t1}, q_c, q_{c1}$ и т.д. Здесь число неизвестных констант в системе больше числа уравнений, и в таком виде поставленная задача неразрешима.

Реальным остается путь свертывания информации в уравнениях и выделения "простых" процессов или их моделей:

$$\frac{dt}{d\tau} = a_q \nabla^2 t + q_t - \text{теплового поля}; \quad (\text{III-63})$$

$$\frac{dU}{d\tau} = a_m \nabla^2 U + q_m - \text{поля влажности}; \quad (\text{III-64})$$

$$\frac{dC}{d\tau} = D \nabla^2 C + q_c - \text{поля концентраций}. \quad (\text{III-65})$$

Здесь при отсутствии источников - внутренних функций для известных распределений t, U и C - можно найти коэффициенты потенциалопереноса a_q, a_m, D . Единственность решения такого рода задач доказана в работах М.М. Лаврентьева (1964). Поскольку в общем виде такая задача неразрешима, была сделана попытка нахождения некоторой области функционально связанных величин коэффициентов потенциалопроводности и функции внутренних источников, в которой решение обратной задачи единственно.

Чрезвычайно малая скорость протекания геологических процессов позволяет сделать предположение о их стационарности в течение

¹ Постановка и реализация обратной задачи осуществлена при активном участии сотрудника Сибирского энергетического института, канд. техн. наук О.А. Бальшева.

времени наблюдений. В этих условиях формируется задача по отысканию коэффициентов a и свободных членов q в уравнении

$$a \nabla^2 \Phi + q = 0 \quad (\text{III-66})$$

при известном распределении функции $\Phi(x, y, r)$.

В общем виде задача имеет множество решений, из которых приемлемы только два: по известной области изменения коэффициента a определяется область q ; введением предположения о зависимости свободного члена от распределения и коэффициента уравнения $q = f(\Phi, a)$. Тогда из уравнения

$$a \nabla^2 \Phi + f(\Phi, a) = 0 \quad (\text{III-67})$$

можно определить неизвестный коэффициент a . С этой целью были решены отдельно уравнения системы (63)-(65) при условиях стационарности процесса, т.е. $d\Phi/dr = 0$.

Реализация такой математической модели осуществлялась с помощью гидроинтегратора Лукьянова типа 3-ИГЛ-2-12 на основе известного решения прямой задачи, т.е. при известном природном распределении температуры, влагосодержания и химических компонентов в поровом растворе - $t(x, y, r)$, $U(x, y, r)$ и $C(x, y, r)$.

Пусть имеется некоторая моделируемая прямоугольная область $\{0 \leq x \leq X, 0 \leq y \leq Y\}$, из которой выделено конечное множество точек (x_i, y_j) , $i = 1, 2, \dots, I$ и $j = 1, 2, \dots, J$. В точках (x_i, y_j) известно численное значение функции $\Phi(x_i, y_j)$, причем непрерывная функция $\Phi(x, y)$ дважды дифференцируема и удовлетворяет уравнению $a \nabla^2 \Phi + f(\Phi, a) = 0$, где $a \in [a_1, a_2]$.

Выделим прямоугольные подобласти так, чтобы их центрами были точки (x_i, y_j) . Для выбранных подобластей на основании баланса запишем дискретные уравнения вида

$$R_{j,j+1}(\Phi_{i,j+1}^M - \Phi_{i,j}^M) + R_{j,j-1}(\Phi_{i,j-1}^M - \Phi_{i,j}^M) + \\ + R_{i,i+1}(\Phi_{i+1,j}^M - \Phi_{i,j}^M) + R_{i,i-1}(\Phi_{i-1,j}^M - \Phi_{i,j}^M) + f_{i,j} = 0$$

для i, j -го блока ($i = \overline{1, I}$; $j = \overline{1, J}$), где величинам

$$R_{j,j+1} = \frac{a_j \Delta x_i}{\Delta y_{j+1}}, R_{j,j-1} = \frac{a_j \Delta x_i}{\Delta y_{j-1}}, R_{i,i+1} = \frac{a_i \Delta y_j}{\Delta x_{i+1}},$$

$$R_{i,i-1} = \frac{a_i \Delta y_j}{\Delta x_{i-1}}$$

на гидроинтеграторе соответствуют гидравлические сопротивления $\rho_i R = m_R \rho$ (m_R - масштаб сопротивлений). На гидравлической схеме модели выставляются сопротивления ρ_i , соответствующие нижним ограничениям коэффициента a , и устанавливаются граничные усло-

вия. Если получающееся распределение функции Φ_{ij}^M не соответствует численным значениям функции $\Phi(x_i, y_j)$, то, регулируя гидравлические сопротивления, добиваются приближения Φ_{ij}^M до тех пор, пока

$$|\Phi_{ij}^M - \Phi^M(x_i, y_j)| \leq \epsilon, \quad (\text{III-68})$$

после чего можно считать модельное распределение совпадающим с природным с точностью ϵ .

Известный набор R_i однозначно определяет неизвестные коэффициенты a_{ij} , т.е.

$$a_j = \frac{R_j \Delta y_{j+1}}{\Delta x_i} \quad \text{или} \quad a_i = \frac{R_i \Delta x_i}{\Delta y_j},$$

где Δy и Δx — координаты расчетных точек. Весь расчет выполнялся при фиксированном $f_{i,j}$ до положения эквивалентности распределений. В результате получается набор величин, характеризующих a и функцию f в каждой фиксированной точке моделируемой области тепло-массопереноса, что дает возможность построить функциональную зависимость вида

$$q(a, \Phi) = q_0(\Phi) + \beta(\Phi^2) a^2. \quad (\text{III-69})$$

Нахождение решения обратной задачи наиболее рационально с помощью гидроинтегратора — невысокая точность окончательных результатов компенсируется наглядностью моделируемого процесса и возможностью учета нелинейности уравнений.

Аналоговые устройства, в том числе и гидравлический интегратор Лукьянова 3-ИГЛ-2-12 (Лукьянов, 1962; Вевиоровская, Кравченко, Румянцев, 1962), основаны на принципе физического и математического подобия процессов переноса энергии и вещества. Например, высота столба жидкости в пьезометрах интегратора соответствует температуре или массе вещества, а гидравлические емкости и сопротивления — аналог тепло-массоёмкости и термо-влажносто-сопротивления среды. Предусмотрена в интеграторе возможность масштабирования пространства и времени, позволяющая увеличивать скорость реализации математической модели. Метод решения на гидроинтеграторе основан на конечно-разностной аппроксимации уравнений. Причем пространственной сеткой является блочная схема, а узлами сетки — центры блоков (рис. 58).

При решении уравнений системы пространственная моделируемая область разбивалась на 40 блоков (1-40) (рис. 58,а), а зона фильтрации — на 8 блоков (от "а" до "з") (рис. 58,б). Расстояние между центрами блоков по вертикали составляло 0,5 м, по горизонтали — 2 м в зоне II, III и 1 м — в зоне I. Получилось, таким образом, четыре горизонтальных сечения области: 0,2; 0,75; 1,25; 1,75 м.

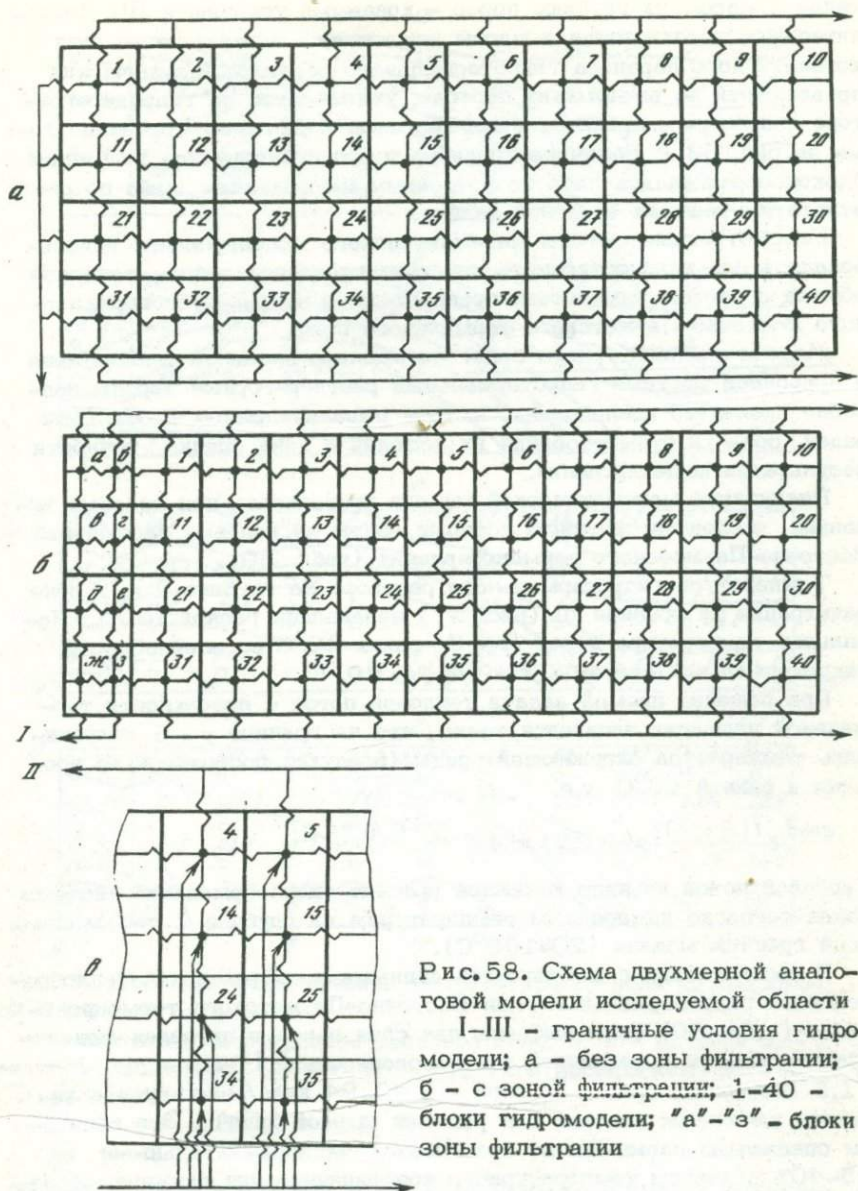


Рис. 58. Схема двухмерной аналоговой модели исследуемой области
 I—III — граничные условия гидромодели; а — без зоны фильтрации; б — с зоной фильтрации; 1—40 — блоки гидромодели; "а"—"з" — блоки зоны фильтрации

Крайевые условия задачи тепло- и массообмена задавались с помощью специального устройства через коллекторы I, II, III. Граничные условия I соответствовали температуре, влажности и концентрации химических компонентов гидротермального раствора. Закон тепло- и массообмена поверхности гидротермальной системы с окружающей средой (воздухом) моделировался крайевыми условиями II, потоки

тепла и массы из глубины пород — краевыми условиями III. Дополнительные потоки тепла и массы вещества, возникающие за счет конвективного переноса гидротермального раствора и химических превращений во вмещающих породах, учитывались на гидроинтеграторе включением приливов в необходимые блоки соответственно схеме на рис. 58, а. Величина приливов и пространственное положение блоков определялись либо по природным наблюдениям, либо по результатам решения обратной задачи.

Рассмотренные методы математического моделирования использовались для количественного описания процессов тепло- и массообмена с учетом химических превращений в недрах субповерхностного Восточно-Паужетского термального поля.

Модели температурного поля. На примере процесса теплообмена в природной системе гидротермальный раствор-горные породы подробно проведено исследование метода решения прямых и обратных задач, области существования их решений и дана оценка точности результатов моделирования.

Реализация математической модели проводилась при краевых условиях, численные значения которых взяты из полевых наблюдений Восточно-Паужетского термопроявления (табл. 30).

Температура гидротермального раствора на глубине 2 м в зоне фильтрации на границе 01 (рис. 57) задавалась равной 100°C. Начальная температура пород ($\tau = 0$) равна 20°C во всей области гидротермальной системы, так как $gy = 0$.

При решении прямой задачи тепловой поток с поверхности термальной площадки задавался таким, что на границе $y = G$ сохранялась температура окружающей среды (воздуха) постоянной во времени и равной 20°C, т.е.

$$\text{grad } y^t(x, y, \tau) |_{y=G}, 0 < x < l = 20^\circ \text{C}/0,25 \text{ м.}$$

Тепловой поток из недр к нижней границе гидротермальной системы задан согласно измеренным температурам на глубине 2,5–3 м вдоль всей границы модели (20–100°C).

В соответствии с имеющимися данными по эффективной теплопроводности гидротермальных глин Восточно-Паужетского термопроявления (табл. 30) были выбраны два слоя пород в пределах моделируемой области и различной теплопроводностью: I слой имеет $\lambda = 1,5$ ккал/м·час·град и II слой — $\lambda = 1,94$ ккал/м·час·град в качестве начальных условий для решения прямой задачи. Эти величины специально завышены по сравнению с экспериментальными на 15–40% с учетом температурного коэффициента для влажных образцов. Кроме того, полевые измерения влажности выявили повышенное влагосодержание в зоне II (см. рис. 57), что также способствует повышению ее общей теплопроводности. Зоне фильтрации I придавались различные значения теплопроводности в процессе решения задачи.

Для решения прямой задачи были определены численные значения внутренних источников тепла \bar{q}_t , которые характеризуют теплоты хи-

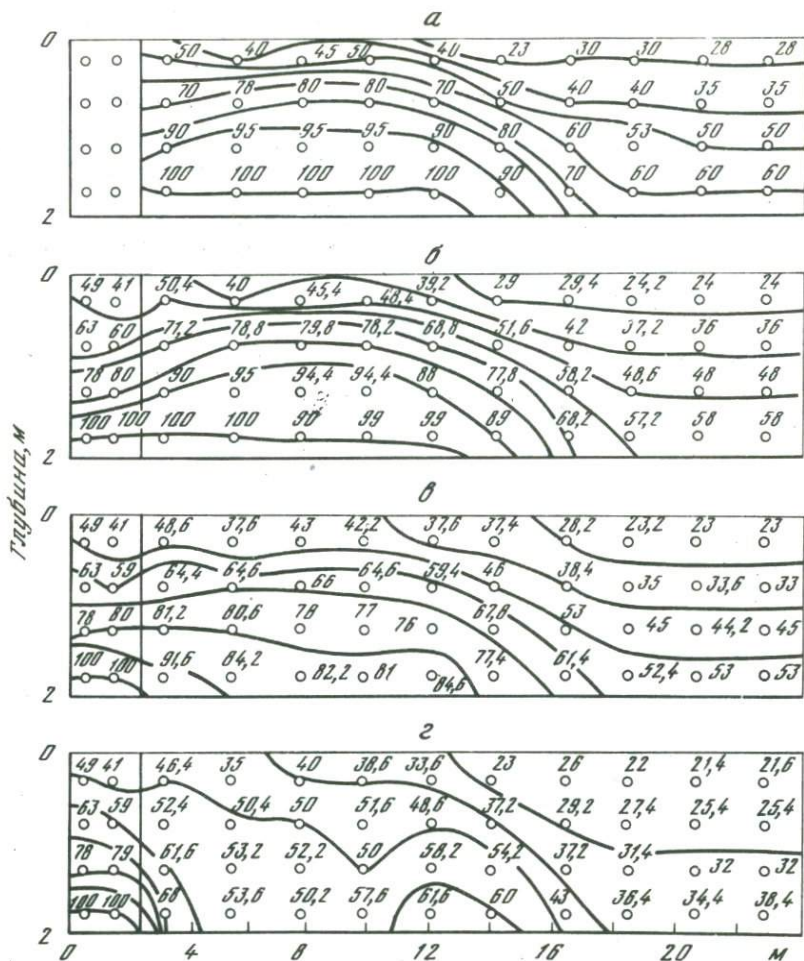


Рис. 59. Динамика формирования температурного поля на аналоговой модели

а - наблюдаемое природное тепловое поле; б, в - сечения модельного поля через 2,3 - 0,46 - 0,1 года абсолютного времени соответственно

мических реакций и привнос тепла конвективным потоком гидрогермального раствора из нижних слоев пород по вертикальным трещинам.

Реализация прямой задачи теплообмена между раствором и вмещающими породами заключается в решении уравнений (III-50) и (III-53) при краевых условиях (1), (4), (7), (10), (13), (16), (20) на гидравлическом интеграторе согласно аналоговой модели, показанной на рис. 58.

Таблица 31

Экспериментальные значения потоков q_{t_i} (ккал/м²·час) в центре каждого из 40 блоков

Точка или узел в каждом сечении	Горизонтальные сечения моделируемой области, м			
	0,2		0,75	
	$\lambda = 1,94$	$\lambda = 6,8$	$\lambda = 1,94$	$\lambda = 6,8$
1	116	675	0	0
2	12,6	270	116	127,3
3	48,3	450	48,3	0
4	0	96,4	116	385,7
5	0	0	32,2	150
6	0	0	0	0
7	23,2	11,5	0	0
8	0	0	0	0
9	0	0	0	0
10	0	0	0	0

Таблица 31 (окончание)

Точка или узел в каждом сечении	Горизонтальные сечения моделируемой области, м			
	1,25		1,75	
	$\lambda = 1,5$	$\lambda = 5,25$	$\lambda = 1,5$	$\lambda = 5,25$
1	44,6	67,5	21,5	43,5
2	58	14,6	16,6	67,5
3	52,7	117,4	17,6	54,0
4	38,7	168,7	18,7	50,0
5	82,8	300	26,4	67,5
6	116	270	48,3	207,6
7	16,1	61,4	44,6	127,3
8	8,9	33,7	34,1	150
9	29,0	112,4	21,5	50
10	11,2	48,2	41,4	135

Численные результаты решения прямой задачи (рис. 59) показывают динамику формирования теплового поля. Время τ перехода процесса теплообмена между гидротермальным раствором и вмещающими породами в квазистационарное состояние определялось по формулам

$$\tau_{\text{прир}} = \tau_{\text{инт}} m_{\tau}; \quad m_{\tau} = m_R m_c, \quad m_c = \frac{c q \rho x y z}{\omega}; \quad c q \rho = \lambda q / a_q,$$

где m_r, m_R, m_c - соответственно масштабы времени, сопротивлений и емкостей аналоговой модели; ω - сечение пьезометра гидроинтегратора - аналога теплоемкости; $\tau_{\text{инт}}$ - время работы гидроинтегратора до перехода модели в стационарное состояние. При $m_R = 0,26$ (час⁰С/ккал)/(мин/см²), $\omega = 1$ см² (площадь сечения пьезометра), $\tau_{\text{инт}} = 110$ мин и исходных данных $\lambda_q = 1,94$ ккал/м·час·град), $a_q = 2,9 \cdot 10^{-3}$ м²/час время установления стационарного состояния процесса равно $\tau_{\text{прир}} = 200020$ час $\approx 2,3$ года.

Это время определяет длительность нестационарного теплообмена, приведшего к современному природному распределению температур в исследуемой гидротермальной системе (рис. 59).

Реализация обратной задачи состоит в нахождении коэффициентов λ_q, a_q и функции внутренних источников \bar{q}_t в уравнении (III-50), (III-53) по известному решению этих уравнений, т.е. по природному распределению температур (см. табл. 11).

Методика реализации математической модели заключается в подборе области изменений λ_q и \bar{q}_t , для которой существует единственное решение задачи. Найдено, что наиболее вероятная область изменений теплопроводности λ_q находится в пределах $\lambda_q \in (1,3; 6,8)$.

Для серии значений λ_q из этих пределов (1,5; 1,94; 3,0; 2,56; 3,88; 5,25; 6,8) найдены величины потоков \bar{q}_t (ккал/м²·час) в центр каждого блока моделируемой области (табл. 31). Таким образом, единственное решение задачи для $\lambda_q \in (1,5; 6,8)$ существует тогда, когда значения \bar{q}_t находятся в области $\bar{q}_t \in (0; 675)$.

Для нахождения однозначности величин λ_q и \bar{q}_t необходимо установить их функциональную связь на основании полученных численных результатов реализации модели. В общем виде функция имеет вид

$$\bar{q}_t = q_0(t) + \beta(t^2) \lambda_q^2. \quad (\text{III}-70)$$

Аппроксимация численных результатов (рис. 60, табл. 31) дает окончательную формулу

$$\bar{q}_{t_i} = -6,51 + 0,467 t_i + (2,897 + 0,000112 t_i^2) \lambda_{qi}^2,$$

где i соответствует пространственному положению центра блока модели. Найденное уравнение позволит определить тепловые потоки в любой точке моделируемой гидротермальной системы, которые формируют современное тепловое поле (табл. 31, рис. 36). Для рассматриваемого здесь случая величины \bar{q}_{t_i} отражают стационарное установившееся тепловое поле, т.е. являются результатом работы модели. При этом \bar{q}_{t_i} являясь суммарной величиной конвек-

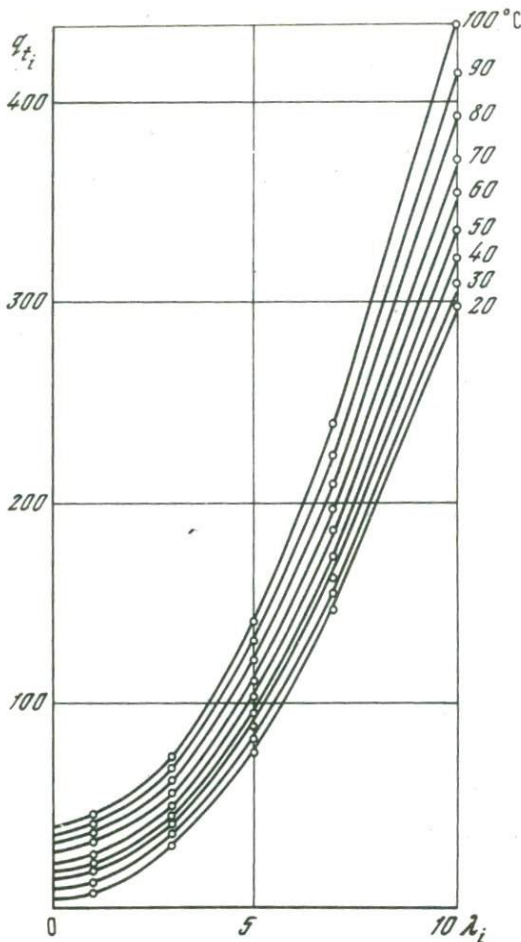


Рис. 60. Зависимость между q_{t_i} и λ_i в области температур 20–100°C

тивного потока тепла из глубин пород и потока теплового эффекта химических реакций, функционально зависит от времени прохождения нестационарного процесса, т.е. $\bar{q}_{t_i} = f(t, \lambda_q, q_{\text{конв}}, q_{\text{хим}}, r)$. Общий поток за все время прохождения гидротермального процесса τ равен

$$\bar{q}_t = \int_0^{\tau} q_{t_i}(\tau) d\tau.$$

Главным результатом реализации обратной задачи является расчет эффективных теплопроводностей в момент установления стационарного теплового режима. Вся совокупность значений теплопроводностей представлена на рис. 61. Показанные здесь величины однозначно определяют поле

температур, наиболее близкое к естественному распределению (см. рис. 59, 61). Значения λ_{q_i} относятся к интервалам между центрами блоков, так как характеризуют тепловые сопротивления при теплообмене соседних блоков.

Из рис. 61 видно, что повышенные значения $\lambda_q = 2-3$ ккал/м·час·град появляются в центре моделируемой области. В природных условиях они совпадают с зоной максимального влагосодержания (рис. 62).

При сопоставлении количественных результатов реализации прямой и обратной задач была проведена оценка точности относительно природного распределения температур (табл. 32). Среднеквадратичная ошибка между тремя параллельными результатами прямой задачи (t_1, t_2, t_3) составляет $\pm 0,62^\circ\text{C}$, для обратной задачи (t_1, t_2, t_3) — $\pm 2,92^\circ\text{C}$. Сопоставление средних температур \bar{t} с природ-

ным распределением $t_{пр}$ дает ошибку для прямой задачи $\pm 1,27^{\circ}\text{C}$, для обратной $- \pm 6,16^{\circ}\text{C}$.

Следовательно, относительная ошибка методики реализации прямой и обратной задачи равна $1,77^{\circ}\text{C}$. Ошибка метода математического моделирования составляет $3,71^{\circ}\text{C}$.

Модели влагопереноса (порового раствора). Аналогично тепловой модели была реализована модель процесса массообмена в системе гидротермальный раствор - порода на примере Восточно-Паужетского термального поля.

Математической формулировкой задачи являются уравнения (III-51), (III-54) с краевыми условиями (2), (5), (8), (11), (14), (17), (21).

Аналоговая модель гидротермальной системы собрана на гидроинтеграторе согласно блок-схеме на рис. 58. Численные значения краевых условий, при которых была реализована математическая модель, следующие: начальные влажности пород $0,03 \text{ кг H}_2\text{O/кг пород}$; на границе $o1$ - граничном условии (I) - (см. рис. 57) задается влажность $0,47 \text{ кг H}_2\text{O/кг пород}$, соответствующая максимальному увлажнению пород в природных условиях; на верхней границе $y = \mathcal{Y}$ задается такой конвективный поток, чтобы влажность поверхностного слоя не превышала $0,03 \text{ кг H}_2\text{O/кг пород}$, причем этот поток на граничном условии (II) постоянен во времени; притоки приливов в соответствующие блоки задаются согласно расчетным величинам на граничном условии (III), которые в аналоговую модель на гидроинтеграторе включаются по схеме, показанной на

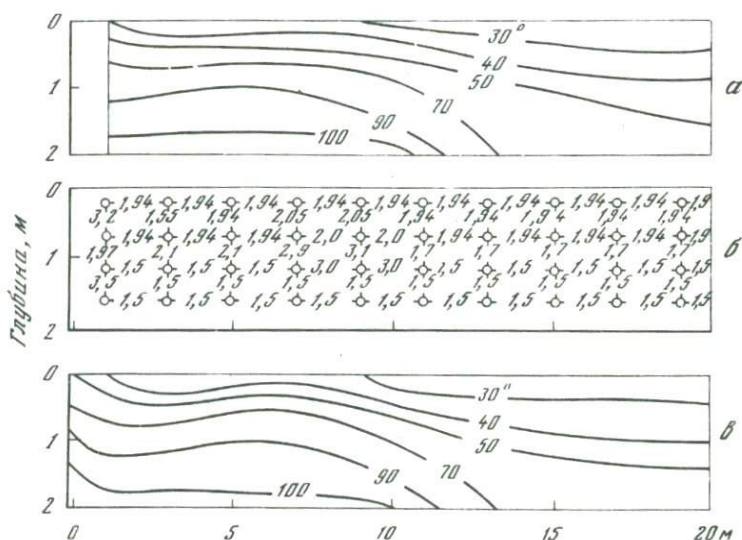


Рис. 61. Распределение температуры (а) и эффективных теплопроводностей λ , ккал/м·час· $^{\circ}\text{C}$ (б) в результате решения обратной задачи; в - наблюдаемое (сглаженное) тепловое поле

Таблица 32

Результаты природного и модельного распределения температур в °С для прямой и обратной задач

Блоки на модели АВМ, №	Природное распределение температуры, °С	Варианты прямой задачи			Варианты обратной задачи			Среднее значение температуры, °С		Отклонения от \bar{t} , °С		Отклонения от природного значения, °С		
		t_1	t_2	t_3	t_1	t_2	t_3	Прямая задача	Обратная задача	Прямая задача	Обратная задача	Прямая задача	Обратная задача	
Стойка I	1	50	50	51	50,4	39	42,2	42,6	50,47	41,26	0,36	1,43	0,47	8,74
	2	40	40	40,6	41	33,5	38,6	38,8	40,53	36,96	0,36	2,31	0,53	3,04
	3	45	45	46	45,4	35,5	42,2	42	45,47	39,90	0,36	3,27	0,47	5,10
	4	50	50,4	52,2	52,8	49	53	49	51,80	50,33	0,93	2,00	1,80	0,33
	5	40	44	44,2	44	39	44,6	41,2	44,07	41,60	0,09	1,82	4,07	1,60
	6	35	37	34	35	34	37,4	32,6	35,33	34,67	1,11	1,82	0,33	0,33
	7	35	32	30,4	32	35,8	36	32,6	31,47	34,80	0,71	1,47	3,53	0,20
	8	28	28,8	27,4	27	33,4	32,6	29	27,73	31,67	0,71	1,78	0,27	3,67
	9	28	28,6	27	27	32	33	30	27,53	31,67	0,70	1,11	0,47	3,67
	10	28	28,6	27,4	27	30,8	31	29	27,66	30,27	0,62	0,84	0,34	2,27
Средние отклонения										±0,59	±1,78	±1,23	±2,9	
Стойка II	1	70	72	72	72,2	84,8	86	75,6	72,07	82,13	0,09	4,44	2,07	12,13
	2	78	78,2	78,2	76,4	82,2	88,2	73,2	77,60	81,20	0,80	5,33	0,40	3,20
	3	80	83,2	81	79	89	92,6	80	81,06	87,20	1,42	4,47	1,06	7,20
	4	80	79,4	80,4	80	61,2	65	72,6	79,90	66,27	0,37	4,23	0,10	13,73
	5	70	70	70,6	72,4	54,4	66,4	63	71,0	61,27	0,93	6,87	1,00	8,73
	6	50	57	55,2	57	48,2	56	56	56,40	53,40	0,80	4,57	6,40	3,40
	7	40	44,6	43	45	49,4	54	50	44,20	51,13	0,80	1,91	4,20	11,13
	8	40	39	38,4	40	48,2	50,8	46	39,13	48,33	0,58	1,64	0,87	8,33
	9	35	38	37	39	44,8	48	44,4	38,0	45,73	0,67	1,51	3,00	10,73
	10	35	38,4	38,6	39	46,2	48	45	38,66	46,40	0,22	0,90	3,66	11,40
Средние отклонения										±0,67	±3,59	±2,28	±8,99	
Стойка III	1	90	90	90,8	90	100	100	95	90,26	98,33	0,35	2,23	0,26	8,33
	2	95	94	94,8	94	100	100	96,4	94,26	98,80	0,35	1,60	0,74	3,80
	3	95	94	94,8	94,4	96,4	100	99,2	94,4	98,53	0,27	1,42	0,60	3,53
	4	95	94,2	94,4	94,4	75,4	88	92,4	94,33	85,26	0,09	6,58	0,67	10,26
	5	90	90	90,6	92,8	63,4	82	82	91,13	75,80	1,11	4,54	1,13	14,20
	6	80	80	79,6	81	58,8	75,4	67	80,20	67,07	0,53	5,56	0,2	12,93
	7	60	60,8	60,2	60,4	61,2	68	64,4	60,46	64,53	0,22	2,31	0,46	4,53
	8	53	51	50,6	52	58	63,4	58,4	51,20	59,93	0,53	2,31	1,80	6,93
	9	50	49	49	51	52,2	60,1	57	49,6	56,43	0,87	2,82	0,40	6,43
	10	56	50,8	51	52	56,6	60,1	57	51,26	57,90	0,49	1,47	4,74	1,90
Средние отклонения										±0,48	±3,08	±1,10	±7,28	
Стойка IV	1	100	100	100	100	100	100	100	100	100	0	0	0	0
	2	100	100	100	100	100	100	100	100	100	0	0	0	0
	3	100	100	100	100	100	100	100	100	100	0	0	0	0
	4	100	100	100	100	83,4	100	100	100	94,46	0	0,38	0	5,56
	5	100	94	98	100	72,6	94	91	97,30	85,86	2,23	8,84	2,70	14,56
	6	90	90,2	88	91,4	64,8	76,8	80	89,86	73,86	1,25	6,05	0,14	16,14
	7	70	69	69	71	63,6	71	75	69,66	69,86	0,89	4,15	0,34	0,14
	8	60	60	60	60	62,8	64,8	68	60,0	65,20	0	1,90	0	5,20
	9	60	60	65,4	59	70,2	66,6	71	61,46	69,26	2,62	1,78	1,46	9,26
	10	60	60	60,4	60	62,2	63	68	60,13	64,40	0,18	2,40	0,13	4,40
Средние отклонения										±0,72	±3,25	±0,48	±5,48	

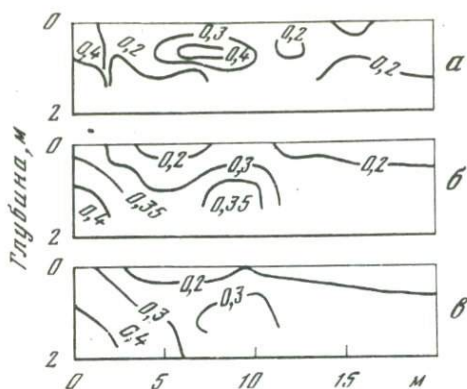


Рис. 62. Модели поля влажности (кг H_2O /кг пород)
 а - природное поле влажности; б, в - сечения модельного поля через 55,1 и 18,4 года абсолютного времени соответственно

рис. 58; на границе $x = l$ (см. рис. 57) поддерживается влажность пород, равная природному распределению на этой границе.

Коэффициенты потенциалопроводности влаги в зоне II выбраны, $a_m = 1 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{час}$ и $\lambda_m = 2,3 \cdot 10^{-5} \text{ кг } H_2O/\text{м} \cdot \text{час} \cdot \text{град } M$, в зоне III $a_m = 0,5 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{час}$ и $\lambda_m = 1,25 \cdot 10^{-5} \text{ кг } H_2O/\text{м} \cdot \text{час} \cdot \text{град } M$. В зоне III, соответствующей области пород высокой проводимости (большая пористость и наличие трещин), названной зоной фильтрации, коэффициенты потенциалопроводности в 5 раз выше, чем в зоне II.

Реализация математической модели с перечисленными условиями дала численные результаты динамики формирования полей влажности с выходом процесса массообмена в квазистационарное состояние. Решение прямой задачи дает удовлетворительное соответствие полей влажности в природных условиях (рис. 62).

Динамика формирования поля влажности полностью определяется существующими конвективными потоками, деформирующими диффузионное распределение влаги. Это наглядно подтверждается расчетными величинами потоков влажности в зоне 0-10 м гидротермальной системы. Так, величина диффузионного потока на расстоянии до 4 м имеет максимальное значение $0,018 \cdot 10^{-5} \text{ кг } H_2O/\text{м}^2 \cdot \text{час}$. Величина, определяемая конвективным переносом влаги, лежит в интервале $0,2 - 0,6 \cdot 10^{-5} \text{ кг}/\text{м}^2 \cdot \text{час}$, причем диффузионный поток на расстоянии, большем 4 м, полностью отсутствует.

Реализация модели позволяет найти время существования нестационарного процесса массообмена с последующим выходом в стационарное состояние.

$$\tau_{\text{прир}} = 8050 \cdot 60 = 483000 \text{ час/мин} \approx 55,1 \text{ года.}$$

Поле влагосодержания моделировано с меньшей точностью ввиду приближенной оценки величины a_m , не определявшейся экспериментально.

Модель поля концентраций. Реализация модели поля концентраций базировалась на данных о природном распределении цинка в поровых растворах, силикатной и сульфидной частях пород Восточно-Паужет-

Таблица 33

Размещение исходной информации в блоках гидромодели
Поверхность модели

Глубина, м	а	б	1	5	9	13
	U=35 C=0,455*	U=34 C=0,102	U=24,4 C=0,024	U=21,5 C=0,022	U=29,0 C=0,029	U=23,9 C=0,024
0,5	в	г	2	6	10 *	14
	U=39 C=0,12	U=38 C=0,114	U=20 C=0,02	U=29,4 C=0,059	U=44,6 C=0,104	U=42,8 C=0,085
1,0	д	е	3	7 *	11 *	15 *
	U=42 C=0,126	U=41 C=0,122	U=16,6 C=0,128	U=21,4 C=0,68	U=11,8 C=0,262	U=26,8 C=0,107
1,5	ж	з	4	8	12	16
	U=49* C=0,137	U=49 C=0,171	U=10 C=0,035	U=10 C=0,035	U=10 C=0,035	U=20 C=0,07
2,0			0	2	4	6

Таблица 33 (окончание)

Глубина, м	17	21	25	29	33	37
	U=23 C=0,023	U=20 C=0,008	U=21 C=0,008	U=19 C=0,008	U=27,4 C=0,011	U=25 C=0,010
0,5	18	22	26	30	34 *	38
	U=30,9 C=0,062	U=18,7 C=0,0075	U=21,4 C=0,0085	U=21 C=0,008	U=30 C=0,012	U=28,2 C=0,011
1,0	19 *	23	27 *	31	35 *	39
	U=27 C=0,035	U=23 C=0,023	U=20,2 C=0,0017	U=17 C=0,021	U=17,5 C=0,021	U=22,6 C=0,023
1,5	20	24	28 *	32	36	40
	U=20 C=0,07	U=20 C=0,07	U=10 C=0,041	U=10 C=0,035	U=10 C=0,035	U=10 C=0,035
2,0	8	10	12	14	16	18 20,м

а-з - блоки зоны фильтрации; 1-40 - номера блоков; U - влажность, %;
C - концентрация цинка в поровом растворе, мг/кг породы; * прямые измерения концентраций в плоскости разреза.

ского термального поля. При этом существенную роль играет зональное распределение концентраций цинка, связанное, как уже указывалось выше, с положением зоны сульфидообразования в разрезе термопроявления и уровня интенсивного прогрева и увлажнения пород в купольной части поля.

Объектом моделирования послужил, так же как и в случае теплового и влажностного полей, восточный фланг термопроявления (см.

рис. 36). Имеющийся разрез этого участка был представлен на аналоговой сетке гидроинтегратора (см. рис. 58), как и в предыдущих моделях, в виде прямоугольника с размерами 2×20 м, разбитого на блоки $0,5 \times 2$ м. В центрах каждого из блоков были заданы концентрации цинка в поровом растворе (в мг/кг породы), составляющие в совокупности наблюдаемое природное распределение с поправкой на абсолютное влагосодержание пород (табл. 33).

Поскольку величина концентрации цинка в поровом растворе в каждой точке поля есть функция многих переменных, т.е. определяется температурой, солевым составом поровых растворов, формами нахождения цинка в растворе, массой сульфидов, динамикой тепло-массопереноса и т.д., следует считать эффективными и сами величины концентраций цинка и моделируемое распределение концентраций.

Реализация математической модели проводилась методом аналогового решения уравнения (III-52) и (III-55) с краевыми условиями (3), (6), (12), (15), (19) и (22). При этом рассматривались следующие варианты модели.

1. Модель концентрационного поля, сформированного в результате чисто диффузионного процесса миграции цинка из постоянного источника.

2. Модель концентрационного поля, сформированного в процессе диффузии при наличии внутренних источников цинка.

3. Модель концентрационного поля, сформированного в процессе диффузии при наличии внутренних источников цинка и зоны фильтрации, имитирующей область интенсивной миграции поровых растворов.

Модель 1 реализовалась в предположении, что перенос и распределение цинка в поровом растворе описывается уравнением диффузии при отсутствии фильтрационного переноса и внутренних источников вещества

$$\partial C_{2i} / \partial \tau = D_{2i} \nabla^2 C_{2i}. \quad (\text{III}-71)$$

При этом предполагалось, что на границе блоков 1-4 поддерживается постоянная концентрация цинка, равная $0,028$ мг/л. Эта концентрация отвечает среднему количеству цинка в термальных растворах или конденсатах паровых струй, мигрирующих в макротрещинных зонах купольной части термального поля.

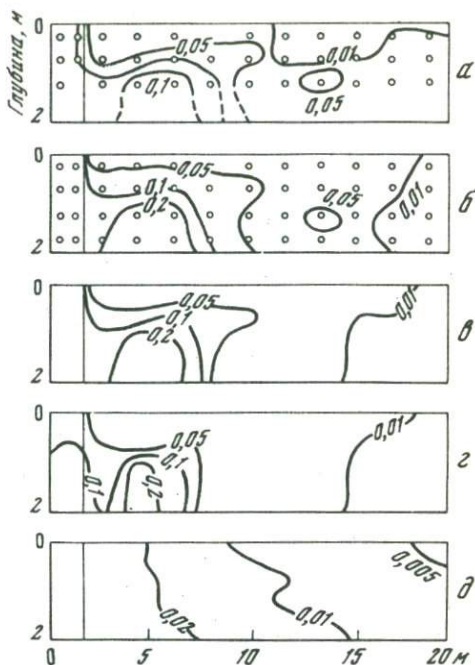
Поток концентраций на поверхности термопроявления (граница II, рис. 57) такова, что концентрация цинка равна нулю. Концентрация цинка на границе III, удаленной от трещинного источника, также равна нулю.

Коэффициент диффузии D_{2i} в соответствии с экспериментальными и расчетными данными принят равным $2 \cdot 10^{-6}$ м²/час. Максимальная концентрация цинка C_{max} (концентрация насыщения для конкретных условий) в поровых растворах равна 34 мг/л или $3,4 \cdot 10^{-5}$ кг Н₂О или в пересчете на массу породы - $13,5$ мг/кг породы.

Реализация этого и всех последующих вариантов задачи требует знания величины массопроводности λ_c (аналог теплопроводности λ_q) для расчетов гидросопротивлений R между центрами блоков моде-

Рис. 63. Модели поля концентрации цинка (мг/кг породы) в поровом растворе

а – природное поле концентраций; б–г – сечения модельного поля через 200, 110 и 40 лет соответственно; позиция 2 – стационарный режим; д – модель для диффузионного механизма



ли. Величину λ_c можно оценить с помощью D , c_{\max} и плотности раствора ρ (или вес в 1 м^3).

$$D = \lambda_c / (c_{\max} \rho).$$

Для условий задачи $\rho = 1000 \text{ кг/м}^3$, $\lambda_c = 3 \cdot 10^{-8}$. При этом масштабы модели равны: $m_h = 0,02 \cdot 10^{-5}$ в 1 см модели для размерности кг/кг H_2O , $m_R = 135 \cdot 10^{-5}$, $R_x = 1,3 \cdot 10^8$ и $R_y = 8,3 \cdot 10^6$.

Вид распределения концентраций цинка по условиям варианта модели 1 показан на рис. 63. Концентрационное поле резко отличается от природной картины распределения. Изоконцентранты дискордантны относительно области максимального увлажнения и температурного поля. Следовательно, модель, основанная на чисто диффузионных представлениях, не соответствует природному распределению и может быть "исправлена" введением так называемых внутренних источников. Последние используются в уравнении в виде члена \bar{q}_{c_i} . На этом принципе осуществлена реализация модели 2

$$\frac{\partial C_{2i}}{\partial \tau} = D_{2i} \nabla^2 C_{2i} + q_{c_i}. \quad (\text{III}-72)$$

Введение функций внутреннего источника вещества является принципиальным отличием модели 2 от модели 1.

Рассматривая динамику формирования концентрационного поля, представляется методически важным шагом исследование физической сущности внутренних источников. При этом \bar{q}_{c_i} играет роль эффективной функции, включающей, помимо "чистого" источника вещества (некоторый физический объем породы или зерен минерала, служащих прямыми источниками химических компонентов в результате протекания химических реакций), и фильтрационную составляющую

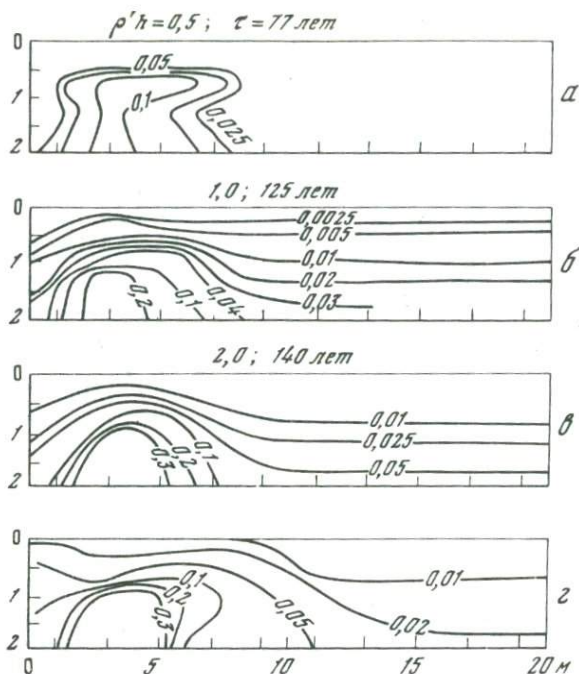


Рис. 64. Модели полей концентраций цинка (мг/кг породы) в поровом растворе в зависимости от удельных притоков

а-в - соответствуют удельным потокам $q_c = 1 \cdot 10^{-14}$; $2 \cdot 10^{-14}$ и $4 \cdot 10^{-14}$ кг $Zn / M^2 \cdot \text{час}$; г - стационарное состояние поля

$\phi \omega_y \partial C_{2i} / \partial y$. Здесь ϕ - коэффициент фильтрационного эффекта, который в соответствии с формулой Эршлера равен отношению средней скорости перемещения растворенного компонента k к скорости течения растворителя. Тогда количество перенесенного вещества раствором равно $dn_k = \phi_k c_k dv$, где n_k - мольное количество компонента k , просочившегося вместе с объемом dv раствора через сечение фильтра; C_k - концентрация компонента k в растворе; ϕ - коэффициент фильтрационного эффекта ($0 \leq \phi \leq 1$).

Функция внутренних источников $\bar{q}_{c1} \%$ / м³ · час в процессе решения уравнения реализуется на гидромодели с помощью притоков определенного количества воды $h\rho'$ в центре блоков через соответствующие гидравлические сопротивления ρ' .

Распределение внутренних источников в объеме модели соответствует (табл. 33) положению зоны активного тепло-массопереноса (блоки 1-8) и границе зоны сульфидообразования (блоки 3, 7, 11, 15, 19, 23, 28, 32, 36).

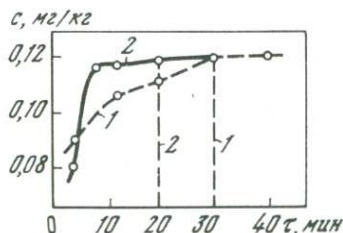
В каждом случае внутренние источники принимались постоянными во времени. Для различных значений притоков $h\rho'$ рассматривалась динамика формирования концентрационного поля (рис. 64).

Модель 3 усложнена зоной фильтрации "а" - "з" или конвективного переноса цинка массой раствора. Коэффициент диффузии цинка в этой зоне в 5 раз превышает его величину для окружающих пород. Граничные условия сохраняются теми же, что и в модели 2. Исходные данные для расчета модели приведены в табл. 33. Поток на границе II определяет нулевую концентрацию цинка.

На рис. 64 показаны три временных сечения концентрационного поля, что дает возможность рассмотреть динамику формирования и

Рис. 65. Динамика и модельное время установления стационарного состояния поля концентраций (на примере блока 10, см. рис. 58)

1 - без зоны фильтрации, $\tau = 30$ мин.; 2 - с зоной фильтрации, $\tau = 20$ мин.



сравнить конечный результат установившегося процесса с наблюдаемым природным распределением. Заметное влияние зоны фильтрации на распределение концентраций цинка сказывается лишь в непосредственной близости от границы. В то же время проявляются более сложные очертания изоконцентрат, нежели на модели 2 варианта при отсутствии фильтрационной зоны.

В целом распределение модели 3 наиболее приближается к природному.

Наличие зоны фильтрации ускоряет выход системы в установившееся состояние. На рис. 65 представлена динамика установления постоянной концентрации порового раствора в различных вариантах модели для одного и того же блока. Заметно более быстрое установление равновесия в присутствии зоны фильтрации.

Представляет интерес оценка абсолютного времени установления стационарного состояния в рассматриваемой системе, соответствующего наблюдаемому в настоящее время. Расчет абсолютного времени протекания моделируемого процесса в природе для концентрационной модели состоит в нахождении масштаба времени

$$m_{\tau} = m_R m_c,$$

где m_R - масштаб сопротивлений = $135 \cdot 10^5$; m_c - масштаб емкостей = $1,35 \cdot 10^2$;

$$m_c = \frac{c_{\text{блока}}}{\omega} = \frac{c \rho x y z}{\omega};$$

здесь

$$c \rho = \frac{\lambda_c}{D}; \quad m_c = \frac{\lambda_c x y z}{\omega D};$$

λ_c - коэффициент массопроводности (для концентраций) = $1,35 \cdot 10^8$;

D – коэффициент диффузии цинка, $2 \cdot 10^{-6}$ м²/час; ω – площадь пьезометра, 1 см², x, y, z – размеры блока, соответственно $2 \times 0,5 \times 1$ м², c – изометрическая массоемкость, $1,35 \cdot 10^{-5}$ кг Zn/кг породы. M^0 (M^0 – градус массы по терминологии А.В. Лыкова (1968)).

По расчету $m_c = 1,35 \cdot 10^{-2}$; $m_r = 182250$ час/мин, так как $m_r = \tau_{\text{нат}} / \tau_{\text{мод}}$. Для модели без учета зоны фильтрации $\tau_{\text{нат}} = m_r \cdot \tau_{\text{мод}} = 182250 \cdot 42 = 7654500$ часов = 873 года, с учетом зоны фильтрации (модель 3) $\tau_{\text{нат}} = 416$.

В целом реализация моделей позволяет рассматривать следующие основные закономерности массопереноса.

1. Наличие внутренних источников концентраций значительно деформирует пространственное распределение.

2. Распределение внутренних источников концентраций в соответствии с конкретной геологической ситуацией дает возможность максимального приближения модельного поля к природному распределению концентраций. В этом случае, решая задачу в динамике с выходом, на стационарное состояние модели, появляется реальная возможность оценки абсолютного времени протекания активной части процесса химического взаимодействия гидротермального раствора с породами.

3. Модельное поле, подобное природному, формируется при определенных величинах удельных потоков концентраций цинка в химически активной зоне от $1,35$ до $4 \cdot 10^{-4}$ кг/м²·час. Максимальное концентрирование поровых растворов приурочено к зоне с наибольшим суммарным потоком концентраций цинка и, следовательно, к зоне активного тепло-массообмена.

Векторы градиентов концентраций цинка в целом совпадают с направлением потоков термального раствора в порах пород (рис.66).

Установлено, что динамика формирования полей концентраций непосредственно определяется суммарным потоком концентраций Q_{Zn} . Действительно, если время формирования установившегося природного поля концентраций цинка в поровых растворах определяется равным $\tau = 873$ года, то при задании на модели любой другой величины, меньшей Q_{Zn} , истинное время уменьшается.

Математическая модель при краевых условиях, соответствующих реальным, всегда имеет единственное решение. Поэтому потоки вещества, не соответствующие реально наблюдаемому, деформируют истинное распределение цинка в пространстве и времени (см. рис.64).

На основании единственности решения реализуемой модели можно вычислить суммарные потоки минералообразующего вещества

$$Q = \int_0^{\bar{\tau}} \bar{q}_c(\tau) d\tau,$$

сформировавшие существующее поле концентраций (см. рис. 63).

Решение обратной задачи позволяет определить время прихода гидротермальной системы в установившееся состояние в любой точке пространства моделируемой области.

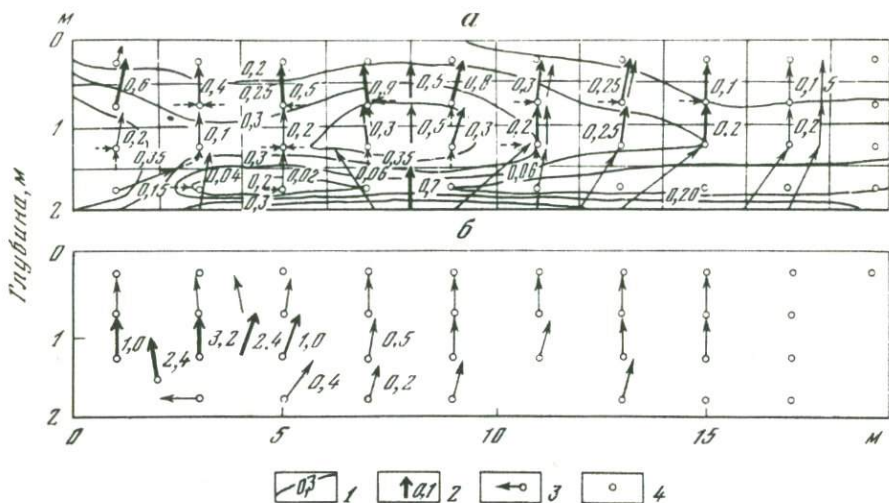


Рис. 66. Распределение потоков порового раствора (а) и концентраций цинка (б) в пространстве для установившегося процесса

1 – изолинии влажности (кг H_2O / кг породы); 2 – результирующий вектор потока вещества; 3 – составляющие вектора диффузионного потока массы раствора; 4 – центры блоков модели

4. Важным моментом является установление зависимости приближенно экспоненциального вида между концентрацией порового раствора и суммарными потоками порового раствора в стационарном состоянии (рис. 67). Содержание цинка в поровом растворе возрастает в 100 раз с уменьшением потока самого порового раствора от 1,0 до $0,1 \cdot 10^{-5}$ кг/м²·час.

Результаты моделирования. Тезис о неразрывности отдельных актов тепло-массообмена положен в основу моделирования. Действительно, реально существующие и наблюдаемые процессы тепло-массопереноса в природе являют картину одного акта. На это указывают и взаимосвязи наблюдаемых распределений компонентов пород и минералов с температурой и специфические условия проявления геохимической зональности поровых растворов. Тем не менее мы наблюдаем лишь временной отрезок геологической истории процесса, пытаемся восстановить его в целом. Очевидно, влияние температуры и увлажнения не одинаково на различных этапах геологической истории процесса. Представляется важным получить общие закономерности взаимосвязанного развития полей t и U и их роли в переносе химических компонентов.

Формирование полей t , U и C обусловлено, по существу, конвективной составляющей потоков энергии и вещества. С помощью чисто диффузионной модели при тех же краевых условиях невозможно воспроизвести природные распределения t , U и C .

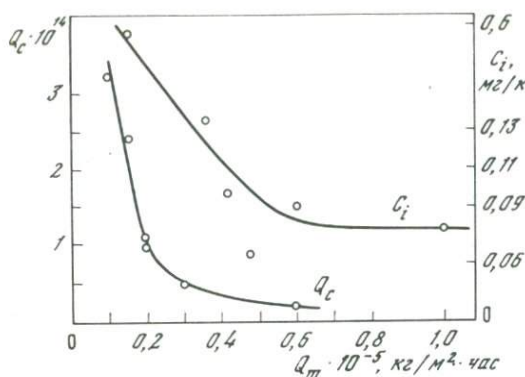


Рис. 67. Зависимость между потоками порового раствора Q_m , потоками концентраций цинка Q_c и абсолютными содержаниями цинка C_i в поровом растворе

Массоперенос вещества в поровом пространстве пород характеризуется значительными по величине потоками. Это видно из сопоставления расчетных и экспериментальных данных, полученных для различных температурных условий и сред (табл. 34). Значения потоков найдены независимыми методами и представляют большой интерес для интерпретации механизма тепло-массопереноса в условиях гидротермальных систем.

В ряде исследований (Роде, 1952; Глобус, 1962; Jackson Rose, Penman, 1965; Глобус, Розеншток, 1974 а,б) показано, что градиент температуры оказывает большое влияние на передвижение влаги и растворенных солей в поровом пространстве.

Экспериментальные исследования массопереноса в системах "почва - вода - соль (NaCl)" (Jackson, Rose, Penman, 1965; Глобус, Розеншток, 1974б) позволили раскрыть особенности механизма одновременной миграции влаги и солей под воздействием температурного градиента. Эксперименты проводились на физических моделях, представляющих собой цилиндрические колонки почв, песка, глин или пористой керамики. Колонки равномерно увлажнялись растворами солей различных концентраций, например, от 0,4 до 2N для NaCl (в работах разных экспериментаторов), снабжались термодарами и подвергались воздействию температуры (20-35°C) с градиентом около 1 град/см. Затем, через определенные промежутки времени вещество колонок анализировалось посекционно на содержание хлора и влажность. В опытах А.М. Глобуса и С.К. Розенштока (1974б) фазовый состав потока влаги исследовался в зависимости от внешнего давления, подавляющего термодаренос влаги.

Результаты экспериментов позволяют трактовать механизм переноса влаги и растворенных солей следующим образом. При возникновении во влажном, капиллярно-пористом теле градиента температуры организуется поток влаги, направленный в область более низкой температуры. При влажностях, меньших максимальной гигроскопической для данного тела, перенос влаги осуществляется посредством диффузии пара и удовлетворительно описывается уравнением диффузии пара (Vries de, 1950), по данным А.М. Глобуса (1962).

Таблица 34

Экспериментальные значения потоков влаги (флюида) в поровом пространстве

Породы	Температурный интервал, °С	Градиент, °С/м	Поток, кг/м ² час	Метод определения
Каолинит-монтмориллонитовые глины Восточно-Паужетского термопроявления	20-100	10-64	$0,1-1,0 \cdot 10^{-5}$	Решение задачи тепло-массопереноса, по данным автора
Андезиты, туфы, игнимбриты геотермального поля Бродлендс (Новая Зеландия)	50-298	0,04-0,25	$2,2 \cdot 10^{-4}$ $7,2 \cdot 10^{-2}$	По данным распределения температуры и давления в скважинах гидротермального поля, Donaldson (1970)
Почвы и пористая керамическая масса	12-34	100	$0,04-1,2 \cdot 10^{-3}$	Экспериментальное определение термопотока влаги в лабораторных условиях на цилиндрических колонках, Глобус (1962)

При влажностях, больших влажности разрыва капилляров, важную роль приобретает термокапиллярный поток, исчезающий, однако, при возникновении потока жидкости под действием градиента давления (Глобус, Розеншток, 1974а).

В опытах с растворами NaCl при умеренной влажности установлено, что движение влаги в паровой фазе к "холодной" области колонки вызывает в итоге повышение здесь потенциала влаги. В результате возникает поток жидкой фазы поровой влаги к горячей зоне вместе с растворенной солью. Образуется, таким образом, циркуляционная система, обеспечивающая миграцию растворенных солей. Экспериментальные кривые на рис. 68 демонстрируют этот механизм.

А.М. Глобус и С.К. Розеншток отмечают, что ими экспериментально подтверждено высказывавшееся ранее А.А. Роде (1952) предположение о том, что "миграция растворенных веществ в неизоотермическом профиле почвы есть результат взаимодействия между

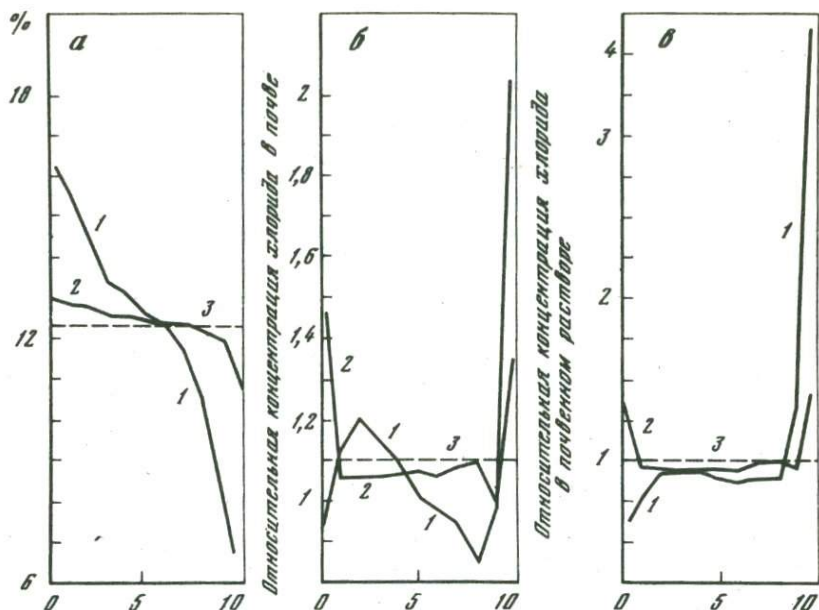


Рис. 68. Изменение влажности (а), концентрации хлорида в почве (б) и почвенном растворе (в) засоленной тяжелосуглинистой почвы под действием градиента температуры 1 град/см (длительность опыта 72 час, исходная концентрация хлористого натрия в почвенном растворе 0,5N)

1 - нормальное давление; 2 - избыточное давление 10 атм; 3 - исходные величины

диффузией и конвекцией, вызванными циркуляцией воды со специфическим фазовым составом прямого и вторичного потоков". Термоперенос влаги зависит от концентрации соли. В интервале концентрации до 4N NaCl выведена зависимость между нормальностью раствора и скоростью потока (Глобус, Розеншток, 19746):

$$I_T = 3,9 \cdot 10^{-7} (1,8 - \sqrt[3]{C}) \Gamma \cdot \text{см}^{-1} \cdot \text{град}^{-1} \cdot \text{сек}^{-1}.$$

Максимальный перенос соли, полученный в опытах при 2,5N концентрации раствора, равен $I_T = 0,00083 \text{ кг/м}^2 \cdot \text{час}$ (Глобус, Розеншток, 19746).

Очевидно, главным механизмом переноса влаги в высокотемпературных условиях является комбинированный механизм с существенной ролью диффузии пара и возникающим градиентом давления поровых газов, обычно присутствующих в рассматриваемых нами природных гидротермальных системах.

Величина потока порового раствора и соли достигала в экспериментах А.М. Глобуса большой величины - около $10^{-3} \text{ кг/м}^2 \cdot \text{час}$.

Принятие такой величины потока раствора электролитов в породах означает предполагать процесс массопереноса мгновенным с геологической точки зрения.

Заслуживающий внимания расчет потоков порового флюида произведен И. Дональдсоном (Donaldson, 1970) для месторождения Бродлендс (Новая Зеландия). Выдвинув предположение о стационарном режиме теплообмена и давления в геотермальном поле и водоносных структурах, в частности, Дональдсон использовал систему уравнений переноса для расчета потоков и коэффициентов проницаемости пород для воды. Предложенная им система выглядит так:

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = 0 \quad \text{— уравнение непрерывности поля; (III-73)}$$

$$q_x = -\frac{K_x}{\nu} \frac{\partial P}{\partial x}; \quad q_y = -\frac{K_y}{\nu} \frac{\partial P}{\partial y};$$

$$q_z = -\frac{K_z}{\nu} \left(\frac{\partial P}{\partial z} - \rho g \right) \quad \text{— уравнения потоков в проница-$$

емой среде (закон Дарси);

(III-74)

здесь K_x , K_y и K_z — коэффициенты проницаемости,

$$c \left(q_x \frac{\partial t}{\partial x} + q_y \frac{\partial t}{\partial y} + q_z \frac{\partial t}{\partial z} \right) = \lambda q \left(\frac{\partial^2 t}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} \right) -$$

уравнение сохранения тепла.

(III-75)

Принимая величину λq постоянной для данной среды, а коэффициенты проницаемости $K_y = K_x = K_h$, можно получить пять неизвестных параметров, соответствующих общему числу уравнений: K_h , K_z , q_x , q_y , q_z .

Для численной реализации системы исследуемая область, а именно площадь Бродлендс размером 2,5x3 км, была разбита трехмерной сеткой с различным шагом по горизонтали и вертикали. Зная измеренные (аппроксимированные по точкам бурения 14 скважин) температуру и давление в узлах сетки, конечно-разностными методами находятся неизвестные параметры проницаемости $K_{h,z}$ и потоков порового флюида $q_{x,y,z}$. И. Дональдсон считает возможным использовать буровые скважины для получения данных t и P , экстраполируя эти величины на большие времена и допуская тогда, что t_∞ и P_∞ отражают условия "невозмущенных недр", т.е. условия, существовавшие до бурения.

Величины потоков, полученные И. Дональдсоном, помещены в табл. 34. Характерен их большой разброс. Несмотря на небольшое количество расчетных точек, установлено, что на уровнях 250 и 500 м от поверхности заметно преобладающее направление потоков на юго-юго-запад, при этом величины потоков возрастают в 5-10 раз. Важно замечание И. Дональдсона о том, что дополнительный поток идет как вниз от земной поверхности, так и вверх из недр

гидротермальной системы. Эти потоки объединяются в новый, возможно, выше уровня 250 м. Таким образом, с помощью описанного метода в известной мере удалось представить структуру поля потоков порового флюида. Большие величины потоков в гидротермальных условиях Бродлендса при температуре до 298°C и давлении насыщенного пара, по мнению автора, свидетельствуют о ведущей роли комбинированного механизма переноса флюида, особенно при движении из области высоких ($200\text{--}260^{\circ}\text{C}$) в область низких температур ($40\text{--}100^{\circ}\text{C}$), как это следует из описания И.Дональдсона.

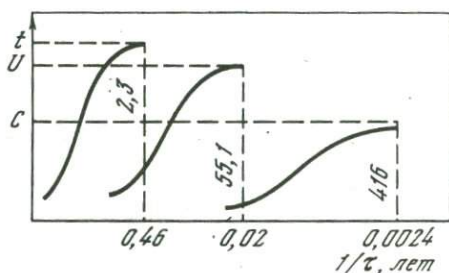


Рис. 69. Сопоставление времен установления стационарного состояния или протекания взаимосвязанных процессов тепло-массопереноса в условиях субповерхностного Восточно-Паужетского термопроявления: прогресс пород ($\tau_t \approx 2,3$ года), увлажнение ($\tau_U = 55,1$ года)

Данные по q_m , полученные в наших моделях (см. табл. 36), близки к результатам И.Дональдсона, а вместе с результатами экспериментов А.М. Глобуса составляют одну группу величин, характеризующих массоперенос в гидротермальных условиях как высокоинтенсивный.

Модельное поле концентраций поровых растворов на примере цинка, подобное природному, контролируется значением удельных потоков в химически активной зоне от $1,35$ до $4 \cdot 10^{-14} \text{ кг/м}^2 \cdot \text{ час}$. При этом векторы градиентов концентраций в целом совпадают по направлению с векторами потоков порового раствора.

В то же время концентрации цинка в поровых растворах находятся в обратной зависимости от величин суммарных конвективных потоков растворителя, т.е. гидротермального раствора (рис. 67), что объясняется, видимо, фильтрационным эффектом пород. Требуется теоретическая разработка этого вопроса.

Моделирование процессов тепло-массопереноса в динамике позволило установить существенную разницу в абсолютном времени протекания взаимосвязанных процессов (рис. 69). Действительно, в рассматриваемом случае абсолютное время установления стационарного теплового поля оценивается в 2,3 года, поля гидротермального увлажнения — 55,1 лет и поля равновесных концентраций (цикла) — 416 лет. Процесс переноса концентраций в субповерхностных условиях осуществляется, таким образом, в уже "подготовленной" среде

т.е. прогретых в увлажненных породах с практически установившимся конвективным тепло-массопереносом, благодаря чему осуществляется связь между температурой, величиной потоков растворителя (порового раствора) и массой компонента в поровом растворе.

Рассматриваемый случай отличается существенной инерционностью поля потенциала массопереноса (влагосодержания) относительно поля температур. Действительно, величина критерия Лыкова $L_u = 0,34 \cdot 10^{-1}$ (для зоны II), характеризующего взаимосвязь тепло- и массопереноса, меньше единицы, поскольку развитие поля температур происходит быстрее развития поля влагосодержаний.

Установленная последовательность процессов, по-видимому, отражает одну из общих закономерностей природных процессов тепло-массопереноса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гидрогеотермические условия, в которых осуществляется современное гидротермальное минералообразование, можно классифицировать как условия, соответствующие неравновесному стационарному состоянию. Причиной неравновесного состояния служит наличие в недрах гидротермальных систем градиентов интенсивных параметров температуры и химических потенциалов компонентов.

Внешними причинами возникновения неравновесных условий могут быть следующие: а) сток тепла с земной поверхности термопроявлений; б) рассеяние тепловой энергии в породах, окружающих недра гидротермальной системы; в) охлаждение верхних горизонтов гидротермальных систем вследствие фазовых переходов — парообразования; г) циркуляционные потоки высокотемпературных высокоэнтальпийных глубинных флюидов и д) смешение с холодными водами поверхностного происхождения. Все эти условия (кроме "г") ограничивают "эффективные" размеры тепловых аномалий гидротермальных систем, сужают сечение потока глубинного теплоносителя, создавая тем самым высокоградиентное поле тепло-массопереноса.

С другой стороны, сама геохимическая система минералообразующего флюида, как показали данные физико-химического моделирования, близка к равновесной. Кроме того, с помощью моделирования удалось продемонстрировать возможность коренных физико-химических изменений многокомпонентной системы гидротермальных растворов при миграции их даже просто в неоднородном, но стационарном тепловом поле.

Аналогичная метаморфизация составов вод в условиях градиентов температуры наблюдается при геохимическом изучении поровых растворов в различных субповерхностных термопроявлениях.

Отражением существенного влияния неравновесных условий на геохимическую зональность является корреляция между градиентами температуры, потоками тепла или другими тепловыми массофизическими параметрами с составом минералообразующих сред в различных условиях недр гидротермальных систем.

Многочисленные геохимические данные свидетельствуют о реально наблюдаемых разномасштабных явлениях дифференциации минералообразующих сред — растворов в неоднородном тепловом поле.

Использование современной теории тепло-массообмена на базе ЭВМ и АВМ дает возможность количественного исследования процессов переноса энергии и вещества в природных гидротермальных системах. Преимуществом метода математического моделирования перед физическим экспериментом является возможность исследова-

ния динамики процессов переноса энергии и вещества в рамках геологического времени и пространства.

Для установления общих закономерностей формирования гидротермальных систем в рамках геологического времени и пространства созданы физико-математические модели конкретных природных термоявлений с учетом их реального геологического строения и теплофизических свойств пород. Одно- и двумерные модели процессов тепло-массообмена в системе "гидротермальные растворы - породы" были разработаны с учетом динамики миграции поровых растворов и условий теплообмена. Модели представляли собой системы дифференциальных уравнений параболического типа в частных производных с соответствующими краевыми условиями. Реализация таких моделей на ЭВМ позволяет количественно исследовать функциональные связи во времени и пространстве тепловых и диффузионно-фильтрационных процессов с химическим преобразованием вещества и оценить ряд их важнейших параметров.

Проверкой работы математической модели из уравнений баланса тепла и баланса массы для одномерного случая на физическом эксперименте была доказана возможность количественного моделирования тепло-массопереноса в гидротермальных условиях ($t = 200^{\circ}\text{C}$ и давлении насыщенного пара).

Поставленные работы по тепловому режиму субповерхностных термоявлений Паужетской системы и последующее моделирование на ЭВМ и АВМ показали решающую роль конвективного тепло-массопереноса, существенное различие величин потоков конвективного и диффузионного массопереноса (10^{-4} - 10^{-5} и 10^{-7} кг/м². час соответственно), существенную разницу между абсолютными временами протекания взаимосвязанных процессов установления стационарного состояния теплообмена, массообмена (гидротермального увлажнения) и поля равновесных концентраций (в поровом растворе). Тепловое поле релаксируется наиболее быстро.

На моделях двухмерных систем субповерхностного типа установлена роль тепло- и массофизических свойств пород в формировании теплового поля гидротермальных систем вида трещина - пласт.

Начальный период теплообмена характеризуется возникновением значительных градиентов температуры в непосредственной зоне контакта, вызывающих возрастание градиента влажности. Поэтому в породах верхней зоны системы наблюдается резкое расширение поля влажности за счет повышенного температурного градиента даже при первоначально одинаковом уровне влажности различных пород.

Неоднородность теплового поля в такой системе определяется различием свойств боковых пород и наличием поверхности теплового стока. В то же время эти различия стимулируют возрастание поля гидротермального увлажнения и организацию потока поровой влаги в область меньших температур, т.е. к поверхности. Одно лишь различие в значениях эффективной теплопроводности пород в 1,3-2 раза приводит к возрастанию размеров ореола интенсивного увлажнения пород в 8-10 раз. Это явление приводит к мощному ореолу рассея-

ния вещества в толщах пород над водоносным пластом, появлению ореолов легколетучих компонентов (ртуть, мышьяк и т.п.).

Экспериментально найденные коэффициенты диффузии гидротермального раствора до температуры 200°C и давления насыщенного пара составляют 10^{-2} – 10^{-3} м²/час, что указывает на существенную роль гидротермального раствора в качестве транспортного агента вещества в капиллярно-пористых породах. Миграция водного флюида обуславливает значительные масштабы глубокого химического преобразования пород, характеризующегося экзотермическими реакциями гидролиза силикатов.

Реализация моделей тепло-массообмена показала, что слабые тепловые возмущения в течение геологического времени способствуют резкому возрастанию времени тепловой эволюции гидротермальных систем и установлению в них стационарного состояния.

Исследование распределения рудообразующих химических компонентов в зонах интенсивного тепло-массообмена растворов и пород с помощью математических моделей показало, что перенос компонентов и переход их в твердую фазу обусловлен нестационарными процессами. При этом концентрация минералообразующих компонентов в твердой фазе и поровом растворе располагается в пространстве таким образом, что кривые распределения проходят через максимум, перемещающийся во времени и направлении диффузии от стенки канала.

Таким образом, установлено, что модели тепло-массопереноса, которые сейчас совершенствуются, с достаточной степенью достоверности воспроизводят процессы гидротермальных взаимодействий. Однако еще недостаточно известно число коэффициентов, учитывающих тепло-массообмен и потенциалы влажности для горных пород в условиях повышенных температур и давлений. Отсутствие экспериментальных исследований в этом плане не позволяет широко использовать мощный и гибкий аппарат физико-математического моделирования. Поэтому уравнение баланса давления в модели было заменено "эффективным" коэффициентом фильтрации. Указанные трудности преодолены методом обратных задач, целью которых и является нахождение неизвестных коэффициентов уравнений. Но эти методы требуют пока дальнейших разработок с выходом на ЭВМ. Итак, лабораторные и натурные эксперименты по отысканию коэффициентов уравнений переноса энергии и вещества в природных условиях наряду с моделированием конкретных геологических тел и составляет главный путь будущих исследований. Можно выразить твердую уверенность, что в ближайшем будущем ни дальнейшие углубленные геотермические исследования, ни теория рудообразования, ни вулканология в решении теоретических и практических вопросов не смогут обойтись без теории тепло-массопереноса и физико-математического моделирования, нашедших широчайшее применение в технологии всех промышленных производств. Столь широкое применение этой теории обусловлено тождеством законов переноса энергии и вещества в любых материальных средах.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В.В. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки. Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. (Труды Лаб. вулканологии, вып. 19). М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 80-98.
- Арсанова Г.И. Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. М., "Наука", 1974, с. 110.
- Бабаев В.В., Застежко Ю.С. О теплопроводности пород Закарпатья. "Проблемы горной теплофизики. Теплофизические свойства горных пород" (Тезисы выступлений). Л., Ленингр. горн. ин-т, 1973, с. 6-8.
- Боркош М., Манилич В. Геотермометрический анализ в качестве критерия для определения термодинамических условий образования гидротермального оруденения. "Проблемы постмагматического рудообразования", т. 2. Прага, Изд-во АН ЧССР, с.356-363.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупикина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., "Наука", 1968, с. 200.
- Бриджмен П.В. Физика высоких давлений. М.-Л., ОНТИ-Глав. ред. общетехн. дисциплин и монографии, 1935, с. 402.
- Будах Б.М., Искендеров А.Д. Об одном классе обратных краевых задач с неизвестными коэффициентами. - ДАН СССР, 1967, 176, № 1, с.20-23.
- Булгаков Р.Ш., Штанин А.В., Попов В.Н. Определение с помощью термограмм скорости фильтрации термальных вод в зоне растекания. "Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса". (Тезисы IV Всесоюз. вулканол. совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1974, с.106-107.
- Вакин Е.А., Кирсанова Т.П., Кононов В.И., Поляк Б.Г. Термальные воды юго-восточной Камчатки и перспективы их использования. "Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока", вып. 1. Иркутск, 1962, с.150-160.
- Вакин Е.А., Кононов В.И. Условия обводненности вулканических сооружений юго-восточной Камчатки. "Проблемы вулканизма". Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1964, с.283-285.
- Вакин Е.А. Гидрогеология современных вулканических структур и гидротермальные системы юго-востока Камчатки. Автореф. канд. дис. М., 1968, с.23.
- Вакин Е.А., Поляк Б.Г., Сугроров В.М. Основные проблемы геотермии вулканических областей. "Вулканизм и глубины Земли". М., "Наука", 1971, с.197-201.
- Вевиоровская М.А., Кравченко И.П., Румянцев С.А. Метод гидравлических аналогий В.С. Лукьянова и метод электродинамических аналогий

- Н.Н. Павловского применительно к фильтрационным расчетам. М., Изд-во МГУ, 1962, с.257.
- Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли, М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 44.
- Глобус А.М. О термоградиентных механизмах миграции почвенной и грунтовой влаги и передвижении воды в промерзающем грунте. - Почвоведение, 1962, № 2, с.7-18.
- Глобус А.М., Розеншток С.К. Роль поверхностных сил в термопереносе влаги при различном увлажнении почвы. - Почвоведение, 1974а, № 10, с. 115-118.
- Глобус А.М., Розеншток С.К. Взаимосвязь между засоленностью почв и передвижением почвенной влаги под действием градиента температуры. - Почвоведение, 1974, № 11, с.106-113.
- Голубев В.С., Шарапов В.Н. К неравновесной теории динамики метасоматоза. "Кинетика и динамика геохимических процессов". (Труды I семинара по кинетике и динамике геохимических процессов). М., 1971, с. 69-89.
- Гомонова Л.Н., Новиков В.М. Цезий в соленых водах и рассолах Ангара-Ленского артезианского бассейна. (Тезисы докл. V конф. молодых науч. сотр.). Иркутск, 1971, с. 88-91.
- Гроот С.Де, Мазур П. Неравновесная термодинамика. М., "Мир", 1964, с.456.
- Гуревич А.Е. Процессы миграции подземных вод, нефтей и газов. М., "Недра", 1969, с.110.
- Дубницкий В.И. Исследование влажности изоляции подземных теплопроводов. - Изв. Всесоюз. теплотехнич. ин-та, 1952, № 2, с. 9-13.
- Дударев А.Н., Кудрявцев В.А., Меламед В.Г., Шарапов В.Н. Теплообмен в магматогенных процессах. Новосибирск, "Наука", 1972, с. 124.
- Дударев А.Н. Анализ геолого-физических условий эндогенного рудообразования. - Труды Ин-та геол. и геофиз., 1975, Новосибирск, 1975, вып. 98, с.179.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С. Геотермические исследования в Сибири. - Труды Ин-та геол. и геофиз., Новосибирск, 1974, вып. 279, с.279.
- Знаменская А.С., Новиков В.М. Атомно-абсорбционное определение свинца, меди, цинка и железа в полиметаллических рудах и продуктах их переработки. "Ежегодник-1968 СибГЕОХИ". Иркутск, "Наука", Сибирское отделение, 1969, с.344-348.
- Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962-1965 гг. и вулканы Карымской группы. М., "Наука", 1970, с. 133.
- Иванов В.В. Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма. "Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма". (Труды Лаб. вулканологии, вып. 19). М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 53-67.
- Иванов Н.С. Тепло- и массообмен в мерзлых почвах и горных породах. М., "Наука", 1969, с. 240.
- Кадик А.А., Хитаров Н.И. Влияние давления на массообмен между магматическими расплавами и водой внешней среды. - Геохимия, 1965, № 5, с.507-518.
- Кадик А.А., Хитаров Н.И. Возможные пределы некоторых видов массообмена с магмами. - Геохимия, 1963, № 9, с. 1019-1034.
- Кадик А.А., Ярошевский А.А. К теории динамики теплообмена и массообмена при магматизме. "Кинетика и динамика геохимических процес-

- сов". (Труды I семинара по кинетике и динамике геохимических процессов). М., 1971, с. 58-69.
- Казанли Д.Н. Температурная связь интрузивных тел с зонами гипогенной минерализации. - Вест. АН КазССР, 1948, № 4 (37), с. 17-21.
- Казанли Д.Н. Расчет температурных полей интрузивных тел. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 11, 1949, № 70, с. 69-78.
- Казанли Д.Н. Температурный фактор в рудообразовании. - Вест. АН КазССР, 1950, № 3, с.18-24.
- Казанли Д.Н. Температурные поля интрузивных тел и их роль в контактовом и рудном минералообразовании. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1952, № 115, вып. 12, с.3-26.
- Карпов Г.А. Псевдошаровые агрегаты арагонита на современном термальном поле Камбального хребта (Камчатка). "Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов". М., "Наука", 1970, с.157-164.
- Карпов Г.А. Экспериментальное минералообразование в геотермальных скважинах. "Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов". М., "Наука", 1970, с. 121-143.
- Карпов Г.А., Долгова Т.В. Фация гидротермальных глин на современном термальном поле Камбального хребта. "Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов". М., "Наука", 1969, с. 89-94.
- Карпов И.К. Расчет химических равновесий в открытых системах путем численной минимизации на ЭВМ потенциала Коржинского. - ДАН СССР, 1972, 205, № 5, с. 1221-1224.
- Карпов И.К., Киселев А.И., Летников Ф.А. Химическая термодинамика в петрологии и геохимии. Справочник. Иркутск, 1971, с. 385.
- Карпов И.К., Казьмин Л.А. Физико-химическое моделирование гидротермальных систем на ЭВМ методами минимизации свободной энергии. - ДАН СССР, 1972, 205, № 2, с. 449-452.
- Карпов И.К., Казьмин Л.А., Халиуллина О.А. Алгоритм расчета сложных химических равновесий в гетерогенных мультисистемах в геохимии. "Ежегодник-1972 СибГЕОХИ". Иркутск, "Наука", 1973, с.150-154.
- Кирсанова Т.П. Гидротермы Киреунской долины в Срединном хребте Камчатки. "Вулканизм и глубины Земли". (Материалы III Всесоюз. вулканол. совещ.). М., "Наука", 1971, с.239-246
- Ковалев Г.Н., Слезин Ю.Б. Метод измерения теплотоков через термальные водоёмы и тепловая мощность кальдеры Узон. "Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование". М., "Наука", 1974, с. 110-116.
- Кокорин А.М., Кокорина Д.К. Кварц-касситеритовый парагенезис и температурные условия образования оловоносных зон Комсомольского района. "Рудообразующая среда по включениям в минералах". М., "Наука", 1972, с. 88-96.
- Комкова Л.А. Геохимические условия образования железо-мышьяковых отложений (Налачево, Камчатка). Автореф. канд. дис. Владивосток, 1974, с. 25.
- Кононов В.И., Поляк Б.Г. Новые данные о современной гидротермальной активности в Исландии. "Геотермия. Отчеты по геотермическим исследованиям в СССР", вып. 1,2, 1974, с. 102-109.
- Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., "Наука", 1973, с. 287.
- Кочергин В.Н., Войталюк В.Н., Балышев О.А., Пампура В.Д. Процессы переноса энергии и вещества с учетом давления и эффектов хими-

- ческих превращений в природных гидротермальных системах. - Инж.-физ. журн., 1972, 23, № 1. Деп. ВИНТИ, № 4196-72. Деп. с. 15.
- Краевая Е.Л. Физические свойства термальных вод Камчатки в зависимости от термодинамических и геохимических условий. "Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса". (Тезисы IV Всесоюз. вулканолог. совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1974, с.108-109.
- Краевой Ю.А., Коваленко В.А., Евтухов А.Д. Больше-Банная гидротермальная система на Камчатке. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. (Материалы III Всесоюз. вулканолог. совещ.). М., "Наука", 1971, с.246-253.
- Кропоткин П.Н. Концентрическая (температурная) зональность и генетическая связь оруденения с интрузиями. - Сов. геология, 1957, сб. 58, с. 74-92.
- Крюков П.А. Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск, "Наука", 1971, с.220.
- Лаврентьев М.М. Об одной обратной задаче для волнового уравнения. - ДАН СССР, 1964, 157, № 3, с.520-521.
- Лаврентьев М.М., Романов В.Г., Васильев В.Г. Многомерные обратные задачи для дифференциальных уравнений. Новосибирск, "Наука", 1969, с. 67.
- Лебедев Л.М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М., "Наука", 1965, с.311.
- Леонидов В.Я., Барский Ю.П., Хитаров Н.И. Определение теплоемкости кварца, кианита и гранита при высоких температурах. "Исследование природного и технического минералообразования". М., "Наука", 1966, с. 15-21.
- Ломидзе Г.М. Фильтрация в трещиноватых породах. М., Госэнергоиздат, 1951, с. 127.
- Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, "Наука", 1974, с.166.
- Литасов Н.Е., Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н. и др. Паужетская вулканотектоническая структура. "Вулканы, геотермальные системы Камчатки". (Материалы IV Всесоюз. вулканолог. совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1974, с.47-72.
- Лукьянов В.С. Применение метода гидравлических аналогий к расчетам температурного режима грунтов с учетом переноса тепла фильтрационным потоком и к выводу некоторых критериев подобия. - Инж.-физ.журн., 1962, 5, № 2, с.52-57.
- Лучицкий В.И. Основы палеовулканологии, т.1, М., "Наука", 1971, с. 478.
- Лыков А.В. Теоретические основы строительной теплофизики. Минск, Изд-во АН БССР, 1961, с. 460.
- Лыков А.В. Массо- и теплоперенос в строительных материалах. Инж.-физ. журн., 1965, 8, № 2, с. 161-169.
- Лыков А.В. Теория сушки. М., "Энергия", 1968, с. 470.
- Лыков А.В. О системах дифференциальных уравнений теплопереноса в капиллярно-пористых телах. - Инж.-физ. журн., 1974, 26, № 1, с.4-16.
- Лыков А.В., Михайлов Ю.А. Теория тепло- и массопереноса. М., Госэнергоиздат, 1963, с.360.
- Любимова Е.А., Власов В.К., Оснач А.И. Тепловой поток из недр Земли в зависимости от внутренних параметров. "Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия". (Результаты исследований по международным геофизическим проектам). Сб. № 12. М., "Наука", 1973, с.7-17.

- Любимова Е.А., Старикова Г.Н. Лабораторные и теоретические исследования тепловых свойств горных пород. "Геотермические исследования и использование тепла Земли". М., "Наука", 1966, с.135-149.
- Люсова Л.Н., Кутасов И.М. Тепловые потоки на территории Крымского полуострова. "Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия". (Результаты исследований по международным геофизическим проектам). Сб. № 12. М., "Наука", 1973, с.58-77.
- Маврицкий Б.Ф. Поиски и разведка термальных вод и парогидротерм в районах современного вулканизма (на примере Камчатки). "Вопросы формирования и использования ресурсов подземных промышленных и термальных вод". (Труды Всесоюз. ин-та гидрогеол. и инж. геол., вып. 28). М., 1970, с. 78-105.
- Магницкий В.А. Зонная плавка как механизм образования земной коры. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1964, № 11, с.3-8.
- Манухин Ю.Ф. Принципиальная схема строения и формирования Паратунской гидротермальной системы. "Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса" (Тезисы IV Всесоюз. вулканолог. совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1974, с.106-107.
- Манухин Ю.Ф., Воробьев В.И., Ворожейкина Л.А. Паратунская гидротермальная система на Камчатке. "Вулканизм и глубины Земли". М., "Наука", 1971, с.253-261.
- Манухин Ю.Ф. О зонах водообмена геотермальных районов Камчатки. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. (Материалы III Всесоюз. вулканолог. совещ.). М., "Наука", 1971, с.219-224.
- Марчук Г.И. О постановке некоторых обратных задач. - ДАН СССР, 1964, 156, № 3, с.503-506.
- Масленников А.И., Ганиев Ю.А. Исследование теплопроводности горных пород при высоких температурах и давлениях. "Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах". Тбилиси, 1974, с.173-174.
- Махон А.Дж. Химические исследования пара и воды, выделяющихся из скважин и горячих источников Каверау. "Геохимия современных поствулканических процессов". М., "Мир", 1965, с. 128-140.
- Меламед В.Г. О решении задачи Стефана путем сведения к системе обыкновенных дифференциальных уравнений. - ДАН СССР, 1957, 116, № 4, с. 577-580.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А. Соотношение четвертичных тектонических движений и вулканизма Камчатки. - Геология и геофизика, 1971, № 7, с. 137-141.
- Мелентьев Б.Н., Иваненко В.В., Памфилова Л.А. Растворимость некоторых рудообразующих сульфидов в гидротермальных условиях. М., "Наука", 1968, с.103.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.М. Цинк и свинец в газах и водах вулкана Эбеко и Паужетского месторождения. Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, "Наука", 1974, с.103-110.
- Минато М., Горай М., Фунахаси М. Геологическое развитие Японских островов. М., "Мир", 1968, с. 500.
- Миртов Б.А. Газовый состав атмосферы Земли и методы его анализа. М., Изд-во АН СССР, 1961, с.262.
- Михайлов Ю.А. Сушка перегретым паром. М., "Энергия", 1967, с. 199.
- Моисеенко У.И., Дорогиницкая Л.М., Леонтьев Е.И., Соколова Л.С. Зависимость теплопроводности терригенных пород Западно-Сиб-

- бирской изменности от других физических параметров. - Геол. и разв., 1970, № 2, с. 106-110.
- Моисеенко У.И., Соловьева З.Л., Кутюлин В.А. Теплопроводность гранита при высокой температуре. - ДАН СССР, 1965, 165, № 3, с. 670-671.
- Набоко С.И. Гидросольфатары Дикого гребня. - Бюл. Камчатской вулканолог. станции АН СССР, 1954, № 22, с. 59-64.
- Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 172.
- Набоко С.И. Минералогия действующих гидротермальных систем и минералогический критерий температурного режима в их недрах. "Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов". М., "Наука", 1970, с. 3-13.
- Набоко С.И. Аспекты гидротермальной проблемы. - Бюл. вулканолог. станций, № 50. М., "Наука", 1974, с. 112-118.
- Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.П. Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование. "Паужетские горячие воды на Камчатке". М., "Наука", 1965, с. 76-119.
- Набоко С.И., Филькова Е.М. Вертикальная зональность в гидротермальных глинах Паужетки. - Бюл. вулканолог. станций СО АН СССР, № 41, 1966, с. 31-34.
- Научитель М.А., Лугов С.Ф., Макеев Б.В., Потапов Т.М. Температурные условия формирования оловорудных месторождений касситерит-кварцевой формации Северо-Востока СССР. "Рудообразующая среда по включениям в минералах". М., "Наука", 1972, с. 97-106.
- Никитина Л.М. Термодинамические параметры и коэффициенты массопереноса во влажных материалах. М., "Энергия", 1968, с. 360.
- Огильви Н.А. Вопросы теории температурных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод. "Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли", т.1. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 53-85.
- Огильви Н.А. Нейтральный слой в геотемпературном поле и методы определения его температуры. "Геотермические исследования и использование тепла Земли". М., "Наука", 1966, с. 100-110.
- Огородова А.С. Современная рудная минерализация в районе Южно-Камбальных паровых струй (Камчатка). "Вулканизм и глубины Земли". М., "Наука", 1971, с. 305-308.
- Огородова А.С. Особенности гидротермального процесса в зоне кислотного выщелачивания. "Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма". Новосибирск, "Наука", 1974, с. 173-184.
- Пампура В.Д. Прогрессы тепло-массообмена в гидротермальных системах. - Геохимия, 1975, № 12, с. 1853-1863.
- Пампура В.Д., Кочергин В.Н. Геотермические модели гидротермальных систем в близповерхностных условиях. "Вулканизм и глубины Земли". М., "Наука", 1971, с. 211-218.
- Пампура В.Д., Кочергин В.Н. Физико-химические условия минералообразования в гидротермальных системах. "Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма". Новосибирск, "Наука", 1974, с. 152-155.
- Пампура В.Д., Кочергин В.Н., Балышев О.А. Физико-математические модели природных гидротермальных систем. М., "Наука", 1973, с. 124.
- Пампура В.Д., Кочергин В.Н., Дубов Р.И. Исследование полей температур, влажности и концентраций химических компонентов методами ма-

- тематического моделирования, Геотермия, Отчеты по геотермическим исследованиям в СССР, вып. 1, 2, М., 1974, с. 122-127.
- Пампура В.Д., Кочергин В.Н., Михайлов В.Г. Физико-математическая пространственная модель динамики тепло-массообмена в гидротермальных условиях. "Кинетика и динамика геохимических процессов". (Труды I семинара по кинетике и динамике геохимических процессов). М., 1971, с. 90-95.
- Пампура В.Д., Новиков В.М. Геохимия поровых растворов из зон рудообразования современных вулканических областей (на примере Паужетской гидротермальной системы). - Геохимия, 1975, № 4, с. 614-623.
- Пегров В.С. Термальные источники хребта Тумрок (Восточная Камчатка) и минеральные отложения из них, "Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов". М., "Наука" 1970, с. 144-156.
- Пийп Б.И., Иванов В.В., Аверьев В.В. Паужетские высокотермальные воды Камчатки как источник геотермической энергии. (Труды Конференции ООН по новым источникам энергии). Рим, 1961, с. 331-346.
- Пилипенко Г.Ф. Гидрогеологическая обстановка кальдеры Узон. "Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование". М., "Недра", 1974, с. 71-72.
- Пилипенко Г.Ф. Гидрохимическая характеристика узонской термоаномалии. "Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование". М., "Недра", 1974, с. 83-110.
- Пригожин И. Введение в термодинамику необратимых процессов. М., ИЛ, 1960, с. 490.
- Поляк Б.Г., Вакин Е.А., Овчинникова Е.Н. Гидрогеотермические условия вулканического района Камчатки (г. Петропавловск). М., "Наука", 1965, с. 95.
- Поляк Б.Г. Геотермические особенности области современного вулканизма (на примере Камчатки). М., "Наука", 1966, с. 178.
- Пузанов Л.С., Коплус А.В., Корытов Ф.Я. Об обратной вертикальной температурной зональности на месторождениях флюорита. "Рудообразующая среда по включениям в минералах". М., "Наука", 1972, с. 150-155.
- Пусков В.И. Влияние искусственного засоления на теплофизические свойства грунтов. (Материалы VIII Всесоюз. междувед. совещ. по геохронологии), вып. 4, Термодинамика и теплофизика верхней зоны земной коры. Якутск, 1966, с. 76-84.
- Роде А.А. Почвенная влага. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Сакварелидзе Е.А. Теплофизические свойства горных пород в интервале температур 200-500°C. "Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия". (Результаты исследований по международным геофизическим проектам). М., "Наука", 1973, с. 125-136.
- Саго К. Современное состояние геотермических исследований в Японии. "Изучение и использование геотермических ресурсов". М., "Мир", 1975, с. 144-191.
- Селянгин О.Б. Карымская группа вулканов. Вулканы Карымский и Малый Семячик. "Вулканы, геотермальные системы Камчатки". (Материалы IV Всесоюз. вулканолог. совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 105-138.
- Сергиенко С.И. О некоторых теоретических вопросах, связанных с использованием термальных вод в Терско-Суэженской области. "Гидрогеотермические условия верхних частей земной коры". М., "Наука", 1964, с. 142-152.

- Сестини Д. Перегрев геотермального пара. "Изучение и использование геотермических ресурсов". М., "Мир", 1975, с. 299-339.
- Сидоров С.С. Термальные воды Курильских островов (Труды II Всесоюз. вулканолог. совещ.), т. 1. М., "Наука", 1966, с. 211-218.
- Смиг Д. Исследование и использование геотермальных ресурсов в Новой Зеландии. "Изучение и использование геотермальных ресурсов". М., "Мир", 1975, с. 192-225.
- Сугробов В.М. Паужетские гидротермы Камчатки как пример высокотемпературной водонапорной системы. "Гидрогеотермические условия верхних частей земной коры". М., "Наука", 1964, с. 72-86.
- Сугробов В.М. Химический состав термальных вод, вскрываемых скважинами. "Паужетские горячие воды на Камчатке". М., "Наука", 1965, с. 64-75.
- Сугробов В.М. Исследование субповерхностного геотемпературного поля гидротермальных систем. "Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса". (Краткие тезисы IV Всесоюз. вулканолог. совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 102.
- Сугробов В.М. О температуре в недрах Кошелевского месторождения пауро-гидротерм (Камчатка). "Геотермия". (Отчеты по геотермическим исследованиям в СССР, вып. 1,2). М., 1974, с. 110-111.
- Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г. Температура в недрах Паужетского месторождения по данным разведочных скважин. "Паужетские горячие воды на Камчатке". М., "Наука", 1965, с. 43-48.
- Сугрובה Н.Г., Сугробов В.М. Режим высокотемпературных подземных вод и влияние на него опытной эксплуатации. "Паужетские горячие воды на Камчатке". М., "Наука", 1965, с. 186-206.
- Сухарев Г.М., Барцев О.Б. Геотермические особенности и теплофизические свойства горных пород, слагающих разрезы нефтегазовых месторождений Сахалина. "Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР". М., "Наука", 1967, с. 265-274.
- Тимарева С.В., Смирнов Я.Б., Поляк Б.Г. Теплопроводность горных пород. "Тепловой режим недр СССР". (Труды ГИН АН СССР, вып. 218). М., "Наука", 1970, с. 45-56.
- Токунага М. Свинцово-цинковые жилы рудника Тоёха. "Вулканизм и рудообразование". М., "Мир", 1973, с. 207-215.
- Томпсон Г.Е.К. Изменения содержания хлора и интенсивности гидротермальной деятельности в долине гейзеров Вайракея. "Геохимия современных поствулканических процессов". М., "Мир", 1965, с. 103-107.
- Трухин Ю.П. Вариации химизма гидротерм и распределение ассоциаций вторичных минералов в гидротермально измененных породах (на примере Парагунского месторождения термальных вод). "Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов". М., "Наука", 1970, с. 13-46.
- Трухин Ю.П. О механизме перераспределения вещества при гидротермальном метасоматозе пород Больше-Банного геотермального месторождения. "Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма". Новосибирск, "Наука", 1974, с. 155-161.
- Тулмин П. III-й, Кларк С.Л., мл. Температурные условия рудообразования. "Геохимия гидротермальных рудных месторождений". М., "Мир", 1970, с. 367-387.
- Уайт Д.Э. Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками. "Геохимия гидротермальных рудных месторождений". М., "Мир", 1970, с. 479-528.

- Фремд Г.М. Вулкано-тектонические структуры, вулкано-тектонические системы. "Геодинамика, магмообразование и вулканизм". Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 124-133.
- Хауффе К. Реакции в твердых телах и на их поверхности, т. 1. М., Изд-во иностр. лит., 1962, с. 415.
- Хори Ф. Термальная история контактовых ореолов на основе вычислений теплопроводности. "Вопросы математической геологии". Л., "Наука", 1968, с. 225-240.
- Шаралов В.Н., Меламед В.Г. Применение задачи Стефана к некоторым вопросам кристаллизации интрузивных тел и контактового метаморфизма. - Геол. и геофиз., 1966, № 6, с. 16-24.
- Шаралов В.Н. К физико-химической динамике формирования жил выполнения в случае слабopонилаемых стенок трещины. "Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах". Новосибирск, "Наука", 1971, с. 133-145.
- Шаралов В.Н. Природа температурного поля в случае моноасцентного типа зональности. "Физика и физикохимия рудообразующих процессов". Новосибирск, "Наука", 1971, с. 181-190.
- Эллис А. Количественная интерпретация геохимических данных гидротермальных систем. "Изучение и использование геотермических ресурсов". М., "Мир", 1975, с. 272-298.
- Эрлих Э.Н. Новые данные о вулкано-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. - Геотектоника, 1966, № 6.
- Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, "Наука", 1973, с. 220.
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Проблемы ритмичности и синхронности вулканизма в кайнозое. "Геодинамика, магмообразование и вулканизм". Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 104-120.
- Arnorsson S. Underground temperatures in hydrothermal areas in Iceland as deduced from the silica content of the thermal water. - Geothermics, Spec. Issue 2, 2, pt 1, Proc. United Nations Sympos., Pisa, Italy, 1970, 536-541.
- Banwell C. J., Cooper E. R., Thompson G. E. K., McCree K. J. Physics of the New Zealand thermal area. - N. Z. Dept. Scient. and Industr. Res. Bull., 1957, 123, 109.
- Banwell C. J., R. Gomez Valle. Geothermal exploration in Mexico 1968-1969. - Geothermics, Spec. Issue, 2, 2, pt 1, Proc. United Nations Sympos., Pisa, Italy, 1970, 27-41.
- Bremaecker J. Cl. de. Convection and thermal history of the upper mantle. Sympos. Numerical Methods, XV Gen. Assembly IUGG, Moscow, 1971, 23-26.
- Carlslaw H. S., Jaeger J. C. Conduction of heat in solids. 2nd ed. Oxford, Clarendon Press, 1959, p. 510.
- Cermak V. Coefficient of thermal conductivity of some sediments, its dependence on density and on water content of rocks. - Chem. Erde, 1967, 26, H. 4, S. 271-278.
- Dawson G. B., Dickinson D. J. Heat flow studies in thermal areas of the North Iceland of New Zealand. - Geothermics, Spec. Issue, 2, 2, pt 1, Proc. United Nations Sympos., Pisa, Italy, 1970, p. 466-474.
- Donaldson I. G. The estimation of subsurface flows and permeabilities from temperature and pressure data. - Geothermics, Spec. Issue, 2, 2, pt 1, Proc. United Nations Sympos., Pisa, Italy, 1970, p. 677-683.
- Ehrenburg D. O. Mathematical theory of heat flow in Earth's crust. - Colorado Univ. Bull., 1932, 32, p. 82-90.
- Ellis A. J., Machon W. A. J. Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions. Pt 1. - Geochim. et cosmochim. acta, 1964, 28, p. 1323-1357.

- Ellis A. J., Machon W. A. J. Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions. Pt 1. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, 31, N 4, p. 519–538.
- Grindley G. W. Geology of New Zealand geothermal stream fields. — *Proc. United Nations Conf. New Sources Energy, Geothermal Energy*, 2, pt 1, N. Y., 1964, p. 237–245.
- Hayashida T., Ezima V. Development of Otake geothermal field. — *Geothermics, Spec. Issue*, 2, 2, pt 1, *Proc. United Nations Sympos.*, Pisa, Italy, 1970, p. 208–221.
- Hirano T., Oki Y. Geochemistry of ground waters of Hakone Caldera. — *Bull. Hot Springs Res. Inst. Kanagawa Prefect.*, 1971, 2, p. 89–108.
- Horai K., Uyeda S. Terrestrial heat flow in volcanic areas. — *Earth's Crust and Upper Mantle Geophys. Monogr.*, 13, Washington, 1969, p. 95–109.
- Ingersoll L. R., Zobel O. J., Ingersoll A. C. Heat conduction with engineering and geological applications. 1 ed. N. Y., McGraw-Hill Book Co., 1948, p. 278.
- Jackson R. D., Rose D. A., Penman H. L. Circulation of water in soil under a temperature gradient. — *Nature*, 1965, 205, N 4968, p. 118–120.
- Jaeger J. C. The temperature in the neighbourhood of a cooling intrusive sheet. — *Amer. J. Sci.*, 1957, 255, N 3, p. 306–318.
- Jaeger J. C. Temperatures outside a cooling intrusive sheet. — *Amer. J. Sci.*, 1959, 257, N 1, p. 44–54.
- Jaeger J. C. Thermal effect of intrusives. — *Revs Geophys.*, 1964, 2, N 3, p. 443–466.
- Jones R. H. B. Temperature relations to ore deposition. — *Econ. Geol.*, 1934, 29, N 8, p. 711–724.
- Kochergin V. N., Pampura V. D. Heat and mass transfer in hydrothermal systems. — *Geothermics, Spec. Issue*, 2, pt 2, *Proc. United Nations Sympos.*, Pisa, Italy, 1970, p. 340–349.
- Laffitte P. Regime thermique au voisinage d'un filon hydrothermal. — *C.r. Acad. sci. Paris*, 1958, 246, N 14, p. 2148–2151.
- Larsen E. S. Time required for the crystallization of great batholith of Southern and Lower California. — *Amer. J. Sci.*, 1945, 243-A, p. 399–416.
- Lighthill M. J. Theoretical consideration of free convection in tables. — *Quart. J. Mech. and Appl. Math.*, 1953, 5, pt 4, p. 20–25.
- Lovering T. S. Theory of heat conduction applied to geological problems. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1935, 46, N 1, p. 69–94.
- Lovering T. S. Heat conduction in dissimilar rocks and the use of thermal models. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1936, 47, N 1, p. 87–100.
- Lovering T. S. Temperatures in and near intrusions. — *Econ. Geol.*, Fiftieth Anniversary vol. (1905–1955), 1955, pt 1–2, p. 249–281.
- Matsubaya O., Sakai H., Kasachi J., Satake H. Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems. — *Geochem. J.*, 1973, 7, N 3, p. 123–151.
- McNitt J. R. Exploration and development of geothermal power in California. — *Spec. Rept Calif. Div. Mines and Geology*, 1963, N 75, p. 44.
- Mercado S. Chemical changes in geothermal well M-20, Cerro Prieto. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, 80, N 12, p. 2623–2630.
- Nakamura H. Mineral and thermal waters of Japan. — *Rept Twenty-Third Session Intern. Geol. Congr. Mineral and thermal waters of the world. (B. Oversea Countries)*, Prague, 1969, 19, p. 45–62.
- Nakamura H., Sumi K. Geological study of Matsukawa Geothermal Area, northeast Japan. — *Japan Geol. Survey Bull.*, 1967, 18, N 2, p. 58–72.
- Nakamura H., Sumi K., Katagiri K., Ivata T. The geological environment of Matsukawa Geothermal Area, Japan. — *Geothermics, Spec. Issue*, 2, 2, pt 1, *Proc. United Nations Sympos.*, Pisa, Italy, 1970, p. 221–231.

- Sato K. The present state of geothermal development in Japan. — Geothermics, Spec. Issue, 2, 2, pt 1, Proc. United Nations Sympos., Pisa, Italy, 1970, p. 155–184.
- Schneiderhöhn H. Time–temperature curves in relation to mineral associations in cooling intrusions. — Econ. Geol., 1934, 29, N 5, p. 471–480.
- Shimazu Y. Physical theory of generation, upward transfer, differentiation, solidification, and explosion of magmas. — J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1961, 9, N 2, p. 185–223.
- Smith J. H. Geothermal development in New Zealand. — Geothermics, Spec. Issue 2, 2, pt 1, Proc. United Nations Sympos., Pisa, Italy, 1970, p. 232–247.
- Studt F. S., Thompson G. E. K. Geothermal heat flow in the North Island of New Zealand. — N. Z. J. Geol. and Geophys., 1969, 12, N 4, p. 673–683.
- Vries D. A. de Some remarks on heat transfer by vapour movement in soil. — Trans. 6th Intern. Congr. Soil Sci., 1950, 2, p. 38.
- Walsh J. B., Decker E. R. Effect of pressure and saturating fluid on the thermal conductivity of compact rock. — J. Geophys. Res., 1966, 71, N 12, p. 3053–3061.
- White D. E. Violent mud–volcano eruption of Lake City hot springs, northeastern California. — Bull. Geol. Soc. America, 1957, 68, N 12, p. 1637–1658.
- White D. E., Brannock W. W. The source of heat and water supply of thermal springs with particular reference to Steamboat Springs, Nevada. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1950, 31, N 4, p. 566–574.
- White D. E., Anderson F. T., Grubbs D. K. Geothermal brine well: mile–deep drill hole may tap ore–bearing magmatic water and rocks undergoing metamorphism. — Science, 1963, 139, N 3558, p. 919–922.
- White D. E., Muffler L. J. P., Truesdell A. H. Vapour–dominated hydrothermal systems compared with hot–water systems. — Econ. Geol., 1971, 66, N 1, p. 75–97.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
<i>Глава I.</i> ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ГЕО- ТЕРМИИ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ	5
Гидрогеологические особенности гидротермальных систем	8
Геотермические особенности гидротермальных систем	10
<i>Глава II.</i> МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИЕ РАСТВОРЫ ГИДРОТЕРМАЛЬ- НЫХ СИСТЕМ	23
Геохимия минералообразующих растворов Паужетской гид- ротермальной системы	24
Геохимические типы Паужетских гидротерм	27
Реконструкция компонентных составов хлоридно-натрие- вых гидротерм методом физико-химического моделирова- ния в пластовых условиях	39
Направленность геохимической эволюции гидротермальных систем	56
Геологические условия формирования субповерхностных термопроявлений Паужетской гидротермальной системы	57
<i>Глава III.</i> ТЕПЛО-МАССООБМЕН В НЕДРАХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ	106
Современные направления исследований переноса энергии и вещества в геологических процессах	-
Исследование тепло-массообмена методами математичес- кого и физического моделирования	116
Физическая модель процесса тепло- и массообмена в сис- теме "гидротермальный раствор - вмещающие породы"	120
Общая модель тепло-массообмена	127
Модели субповерхностных термопроявлений	157
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	190
ЛИТЕРАТУРА	193

Виктор Дмитриевич П а м п у р а

МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ (физические и физико-химические условия)

Утверждено к печати Институтом геохимии СО АН СССР

Редактор издательства *В.В. Яценко*. Художественный редактор *Н.А. Власик*
Технические редакторы *Г.В. Лазарева, Н.М. Бузова*

Подписано к печати 2/IX - 77 г. Т - 14951. Усл. печ. л. 12,75 + вкл. 0,3

Уч.-изд. л. 14,1. Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1

Тираж 850 экз. Тип. зак. 501. Цена 1 р. 50 к.

Книга издана офсетным способом

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

1 р. 50 к.

2250