

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения Российской академии наук

На правах рукописи

ФЕОФИЛАКТОВ СЕРГЕЙ ОЛЕГОВИЧ

БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА ПАУЖЕТСКОГО ГЕОТЕРМАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(ЮЖНАЯ КАМЧАТКА): НОВАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Специальность 25.00.10 – Геофизика, геофизические методы поисков полезных
ископаемых

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

Доктор геолого-минералогических наук

Рычагов Сергей Николаевич

ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКИЙ

2022 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1. Современное состояние исследований геотермальных районов, систем и месторождений геолого-геофизическими методами	16
1.1 Модели строения крупнейших геотермальных систем и месторождений мира.....	16
1.2. Характеристика основных геотермальных систем и месторождений Камчатки ...	28
1.3. Роль современных геофизических методов в исследовании геотермальных районов, систем и месторождений мира	50
Выводы к главе	54
ГЛАВА 2. Паужетский геотермальный район, одноименные гидротермальная система и геотермальное месторождение.....	57
2.1. История изучения Паужетского месторождения	57
2.2. Геологическая характеристика Паужетского геотермального района, гидротермальной системы и геотермального месторождения	58
2.3. Термальные поля Паужетского геотермального месторождения.....	62
2.4. Изученность Паужетского месторождения методами геофизики	66
Выводы к главе	74
ГЛАВА 3. Аппаратура и методика геофизических исследований	76
3.1. Электроразведочные работы	76
3.2. Магниторазведочные работы	83
3.3. Гравиразведочные работы	87
3.4. Микросейсмическое зондирование	89
3.5. Температурная съемка	92
ГЛАВА 4. Фактический материал и его интерпретация	94
4.1. Восточно-Паужетское термальное поле (фланг геотермального месторождения)	95
4.2. Паужетское геотермальное месторождение	101
4.3. Паужетская гидротермальная система	110
ГЛАВА 5. Геолого-геофизические модели строения термальных полей, геотермального месторождения и гидротермальной системы	124
5.1. Модель структуры Восточно-Паужетского термального поля.....	124
Защищаемое положение №1:.....	131
5.2. Модель строения Паужетского геотермального месторождения.....	131
Защищаемое положение №2:.....	136
5.3. Модель строения Паужетской гидротермальной системы.....	136
Защищаемое положение №3:.....	143
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	144
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	149
Фондовые материалы	161

ВВЕДЕНИЕ

Объект и предмет исследования

Объект исследования в данной работе представлен верхней частью литосферы Паужетского геотермального района Южной Камчатки, которая имеет сложное строение вследствие проявления метаморфизма, палео- и современных гидротермальных процессов. Предмет исследования – параметры эмпирически полученных физических величин, характеризующие геологическую среду (такие как электрическое сопротивление, электропроводность, напряженность магнитного поля, поле силы тяжести, скорость распространения упругих волн, температура). Путем проведения геофизических исследований на поверхности возможно определить параметры физических полей, которые связаны с состоянием изучаемой среды (массива горных пород). Выявленные геофизические аномалии представляют большой интерес поскольку указывают на термодинамические условия геологической среды, наличие гидротермальных растворов и путей их перетока, фильтрации и поступления к поверхности.

Актуальность темы исследования

Изучению геологического строения Паужетской гидротермальной системы посвящено много работ [Паужетские ..., 1965; Аверьев, 1966; Белоусов, 1978; Долгоживущий ..., 1980; Структура ..., 1993; и др.]. В результате этих исследований восстановлена общая стратиграфия района и эволюция вулканизма и интрузивного магматизма, показано положение системы в региональной геологической структуре Южной Камчатки – приуроченность ее к центральной части крупной Паужетской вулканско-тектонической депрессии и к западному склону резургентного тектономагматического поднятия вулканического хребта Камбальный. В структуре гидротермальной системы выделены основные комплексы пород и приуроченные к ним

водоносные горизонты: нижний высокотемпературный, связанный с агломератовыми туфами алнейской серии; верхний низкотемпературный, локализованный в туфах нижне- и среднепаужетской подсвет. Также показано положение в разрезе и распространение по площади пород, играющих роль водоупоров в структуре системы: вулканомиктовых песчаников анавгайской серии (основание разреза), голыгинских игнимбритов (верхний водоупор для высокотемпературных гидротерм и нижний – для низкотемпературного потока термальных вод), мелкообломочных туффитов и туфов верхнепаужетской подсветы. Последние породы широко распространены на площади системы и Паужетского района в целом и служат верхним водоупором и тепловым экраном вследствие своих особых петрофизических свойств и аргиллизации пород, усиливающих эти свойства. В целом, на основании геологических исследований в 1960-80-х годах показано общее геологическое строение Паужетской гидротермальной системы, ее локализация в одноименной вулcano-тектонической депрессии и приуроченность к западному склону вулканического хребта Камбальный.

На основании геологических, геофизических и гидрогеологических данных, полученных на первом этапе исследования Паужетского геотермального месторождения, разработана модель теплового питания и разгрузки термальных вод [Паужетские ..., 1965; Аверьев, 1966]. Согласно этой модели, источником тепла являются близповерхностные магматические очаги вулканического хребта Камбальный, термальные воды по двум водоносным горизонтам стекают с тектоно-магматического поднятия хребта Камбальный и разгружаются в пределах центральной части Паужетской депрессии, образуя одноименную гидротермальную систему, возраст которой оценивается примерно в 10 тыс. лет [Набоко, 1980]. Таким образом, считается, что источник тепла для Паужетской гидротермальной системы является наведенным, т.е. он находится за пределами ее геологической структуры [Аверьев, 1966; Паужетские ..., 1965; Сугробов, 1979].

Эта гипотеза уже вначале 1980-х гг. подвергалась сомнению на основании моделирования, выполненного В.А. Воронковым, который предполагал возможность теплового питания Паужетской системы со стороны Кошелевского вулканического массива [Воронков, 1983; Воронков, 1985]. С использованием накопленных к этому времени геолого-геофизических и гидрогеологических данных предложена модель, названная В.А. Воронковым геолого-физической [Воронков ..., 1985].

В результате более детального изучения строения системы с помощью бурения дополнительных скважин в 1970-80-х годах и уточнения геологического разреза появились достаточные основания для серьезной критики предложенных ранее моделей. Установлено наличие в структуре гидротермальной системы приподнятых тектоно-магматических блоков, внутри и по границам которых происходит подъем гидротерм к дневной поверхности и интенсивное смешение поверхностных вод с глубинными [Структура ..., 1993]. Ранее считалось, что разгрузка термальных вод на термальных полях и переток гидротерм из нижнего водоносного горизонта в верхний происходит по отдельным субвертикальным линейным тектоническим нарушениям [Белоусов и др., 1976]. Н.С. Жатнуев с коллегами показал, что внутри и по границам приподнятых тектоно-магматических блоков длительное время развивались мощные зоны кипения минерализованных растворов, как результат смешения восходящих высокотемпературных гидротерм с инфильтрационными водами. Это, возможно, указывает на наличие локальных источников тепла в структуре этих блоков [Жатнуев и др., 1996]. По геохимическим данным глубинные воды, циркулирующие в приподнятых тектоно-магматических блоках, обогащены легким изотопом стронция, а также содержат повышенные концентрации Au, Ag, Hg, редких щелочных и редкоземельных элементов [Сандимирова, 1993]. Данное обстоятельство также свидетельствует в пользу наличия магматических источников тепла и зон деформаций, залегающих на глубине

непосредственно в структуре гидротермальной системы. Не менее серьезным аргументом в пользу пересмотра начальной (и господствующей до настоящего времени) гипотезы об источнике тепла в недрах Паужетской гидротермальной системы является наличие гидротермально-метасоматической зональности (от вторичных кварцитов и пропицитов различных фаций к аргиллизитам), отражающей длительное (миллионы или сотни тысяч лет) и последовательное развитие гидротермальной системы, т.е. ее палеоэтап [Коробов и др., 1993; Коробов, 1994]. Такое развитие было возможно только при наличии крупных магматических очагов и остывающих интрузий в пределах центральной части Паужетской вулcano-тектонической депрессии и, следовательно, в структуре самой гидротермальной системы.

Были попытки построить геолого-геофизическую модель Паужетского геотермального месторождения и на основании собственно геофизических исследований. Так, с помощью аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000 и площадных магнитометрических и электроразведочных работ масштаба 1: 10 000 выявлены отрицательные аномалии ΔZ линейного простирания, интерпретируемые как тектонические нарушения, по которым циркулируют минерализованные термальные воды [Зайцев, 1970]. Такие разломные зоны оконтуривают наиболее крупные для Паужетской гидротермальной системы тектонические блоки пород. Изометричные аномалии ΔZ тяготеют к зонам разгрузки термальных вод в пределах известных термальных полей: Восточно-, Верхне-, Южно- и Нижне-Паужетских, а также существовавших до начала бурения скважин «теплых почв» в долине р. Паужетка. Некоторые изометричные аномалии трудно объяснить из-за недостатка геологических данных, что, в свою очередь, является следствием неравномерного бурения скважин. Вероятно, эти аномалии могут фиксировать области скрытой разгрузки парогидротерм или зоны кипения растворов на некоторой (различной) глубине, а также зоны сульфидизации и окварцевания пород. Все

это говорит о сложном строении Паужетской гидротермальной системы, относительно надежная информация о структуре которой имеется только на участках геотермального месторождения, т.е. разбуренных большим количеством скважин.

Отмеченное послужило основанием для создания новой геолого-геофизической модели Паужетского геотермального месторождения и одноименной гидротермальной системы с помощью проведения детальных комплексных геофизических исследований с использованием современной высокоточной аппаратуры, соответствующих расчетных методик и компьютерных программ.

Цель и задачи исследования

Целью исследований является выделение геологических структур, контролирующих перенос тепла в районе Паужетской гидротермальной системы, создание геолого-геофизической модели зон разгрузки парогидротерм в пределах Паужетского геотермального месторождения и гидротермальной системы.

Решаются следующие задачи:

1. Получение новых фактических данных о геологическом строении Паужетской гидротермальной системы и одноименного геотермального месторождения с использованием комплекса современных геофизических методов и учетом имеющихся материалов бурения скважин, геологических съемок и тематических научных работ.

2. На основе проведения геофизических исследований на площади Паужетского геотермального месторождения выделение следующих геолого-гидрогеологических структур: системы блоков, контролирующих водное и тепловое питание месторождения; зон кипения перегретого флюида и локальных зон приповерхностного кипения растворов; участков распространения гидротермально измененных пород.

3. Создание геолого-геофизической модели (моделей) зон питания и циркуляции гидротерм в пределах Паужетского геотермального месторождения и гидротермальной системы.

Этапы выполнения исследования

Работа выполнена в период времени с 2007 по 2020 гг. и включала в себя следующие этапы:

- изучение имеющегося материала по Паужетскому геотермальному району и югу Камчатки;
- проведение полевых геофизических исследований комплексом методов на территории всего месторождения (магистральный профиль и на его термальных площадках (детальные работы). Ввиду климатических и географических особенностей расположения объекта исследований этот этап исследований занял большую часть времени;
- обработка и интерпретация полученных данных по каждому методу исследований, их увязка с уже имеющимися материалами;
- разработка моделей строения участков (области крупных термопроявлений) и всего геотермального месторождения на основе комплексной интерпретации всего имеющегося материала.

Фактический материал и методы исследований

Геофизические исследования выполнены методами магниторазведки, гравиразведки, микросейсмического зондирования, термометрии и электроразведки. Электроразведка включала: вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ), измерения методом естественного потенциала (ЕП), аудио магнитотеллурическое (АМТЗ) и магнитотеллурическое зондирование (МТЗ). Для каждого метода использовались

современный аппаратный комплекс и соответствующее программное обеспечение (подробное описание дано в Главе 2). Полевые работы и обработка полученного материала проведены при непосредственном участии диссертанта. Высокая достоверность представленных моделей достигается комплексированием методов геофизических исследований и хорошей геологической изученности месторождения.

Положения, выносимые на защиту

1. Определено строение и происхождение зоны разгрузки парогидротерм в районе Восточно-Паужетского термального поля. Установлено, что зона разгрузки парогидротерм характеризуется слоисто-блоковым строением аргиллизированных пород и положительными аномалиями магнитного и гравитационного полей в центральной части структуры. Выделено субвулканическое тело среднего-основного состава, апикальные части которого контролируют подъем глубинных термальных вод к дневной поверхности.

2. Структура зон циркуляции различных типов вод в центральной части Паужетского геотермального месторождения определяется концентрически-зональным строением приподнятого тектоно-магматического блока и распределением геологических неоднородностей, как первичных (магматического или вулканогенно-осадочного происхождения), так и образованных вследствие гидротермально-метасоматического изменения вмещающих пород. Формирование структуры зон разгрузки восходящих термальных вод на Паужетском месторождении продолжается в настоящее время.

3. Определен источник теплового питания Паужетской гидротермальной системы. Тепло поступает из недр Камбального вулканического хребта по горизонту разуплотненных пород, выделенному между терригенным и кристаллическим фундаментами. Выступы фундаментов определяют высокую проницаемость верхних горизонтов земной коры в районе Паужетского геотермального месторождения.

Кольцевые приподнятые тектоно-магматические блоки, характеризующиеся контрастными петрофизическими свойствами пород, контролируют разгрузку парогидротерм, связывая глубинный тепловой поток с близповерхностными водоносными горизонтами.

Научная новизна работы

Проведенные ранее геолого-геофизические и гидрогеологические исследования на Паужетском геотермальном месторождении не позволили решить многие принципиальные вопросы: об источниках тепла и глубинных растворов, о структуре подводящих каналов для парогидротерм, строении зон смешения термальных и метеорных вод и зон кипения растворов, геологической природе зон разгрузки термальных вод. Сформулированная в 1960-70-ых гг. модель теплового питания Паужетской гидротермальной системы и месторождения за счет поступления термальных вод по двум пологопадающим горизонтам со стороны Камбального вулканического хребта [Аверьев, 1961, 1966; Белоусов, 1976; Сугробов, 1991; и др.] может быть существенно дополнена. На это указывают опыт эксплуатации месторождения и получение новых данных о строении центральной части гидротермальной системы [Структура ..., 1993; Рычагов, 2003].

На основании оригинальных данных, представленных в диссертации, и использования комплекса современного геофизического оборудования и соответствующих методик получены следующие новые научные результаты:

1) определены строение и физические характеристики зон разгрузки парогидротерм;

2) выделена система блоков, контролирующая разгрузку теплового потока в структуре Паужетского геотермального месторождения;

3) определен глубинный источник тепла для Паужетской гидротермальной системы;

4) решен ряд фундаментальных научных и практических вопросов, имеющих принципиальное значение не только для Паужетской гидротермальной системы, но и других гидротермальных систем Южной Камчатки.

Личный вклад

Будучи постоянным начальником структурно-геофизического отряда Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН, диссертант активно участвовал в постановке научной проблемы комплексных исследований на территории Паужетской гидротермальной системы, в организации и проведении ежегодных полевых работ, систематизации данных и построении геолого-геофизических моделей. Автором выполнены следующие работы:

1) сбор и обобщение литературных данных и фондовых материалов по изучению структуры современных гидротермальных систем и геотермальных месторождений Паужетского (Паужетско-Камбально-Кошелевского) района Южной Камчатки. Систематизация геолого-структурных, геофизических, гидрогеологических и др. данных по современным гидротермальным системам мира – с целью характеристики Паужетской гидротермальной системы в сравнение с близкими по строению вододоминирующими гидротермальными системами других регионов;

2) проведение и интерпретация электроразведочных работ методами ВЭЗ и ЕП на всех этапах работы, а также участие в полевых измерениях и обработке материалов всех представленных геофизических методов (электроразведка, магниторазведка, гравиразведка, терморазведка, микросейсмическое зондирование);

3) комплексная интерпретация данных: расчет и построение предварительных моделей по каждому направлению исследований;

4) обсуждение результатов и создание геолого-геофизических моделей зон разгрузки парогидротерм Паужетского геотермального месторождения и одноименной гидротермальной системы.

Практическое применение

Совокупность полученной информации о теплопроводящих структурах месторождения может помочь ответить на центральный вопрос в обсуждаемой проблеме – о природе и местоположении источника тепла для Паужетской гидротермальной системы. Решение этого вопроса имеет большое практическое значение в связи с остыванием теплоносителя на эксплуатируемых участках - эта тенденция была отмечена еще в работе [Структура ..., 1993]. Так, в настоящее время прекращена эксплуатация первого на месторождении (Северного) участка, отбор тепла для Паужетской ГеоЭС происходит только на одном, введенном в эксплуатацию в 1980-х гг., Южном участке. По заключениям специалистов ОАО «Камчатскбургеотермия» (устное сообщение главного геолога Л.А. Ворожейкиной) назрела настоятельная необходимость бурения новых скважин на месторождении с целью поиска гидрогеологических структур, контролирующих высокотемпературный теплоноситель. Выбор точек заложения продуктивных скважин невозможен без проведения комплекса современных геофизических исследований на площади гидротермальной системы и уточнения ее геологического строения. Предложенная модель строения Паужетской гидротермальной системы будет востребована в практике поисково-разведочных работ и при эксплуатации Паужетского и других геотермальных месторождений Южной Камчатки.

Степень достоверности

Достоверность представленных данных, используемых в диссертационной работе, обеспечивается использованием современной аппаратуры для проведения геофизических исследований и стандартных методик (программного обеспечения) расчетов физических параметров. Обоснованность и достоверность научных выводов, содержащихся в работе, подтверждаются согласованностью как полученных результатов геофизических исследований между собой, так и полученных моделей с имеющейся детальной геолого-геофизической информацией по рассматриваемому району.

Апробация работы

Основные результаты диссертационной работы были представлены в виде устных докладов на 10 российских и 2 международных научных конференциях: научных конференциях, посвященных Дню вулканолога (г. Петропавловск-Камчатский, 2016, 2017, 2019); Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» (г. Иркутск, 2017); Всероссийской Сибирской научно-практической конференции молодых ученых по наукам о Земле (с участием иностранных специалистов) (г. Новосибирск, 2014, 2018); Девятых научных чтениях памяти Ю.П. Булашевича (г. Екатеринбург, 2017); Региональных молодежных научных конференциях «Природная среда Камчатки» (г. Петропавловск-Камчатский, 2011, 2014); Международных геотермальных конгрессах World Geothermal Congress (Мельбурн, 2015; Рейкьявик, 2021)

Публикации

По теме диссертации опубликовано 18 работ, из них 3 статьи в журналах «Геология и геофизика» и «Вулканология и сейсмология», входящих в список изданий, рекомендованных Высшей аттестационной комиссией при Министерстве науки и

высшего образования Российской Федерации для публикации основных научных результатов диссертаций на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.

Структура и объем диссертации

Диссертационная работа состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы общим объемом 161 страницы, включающим 65 иллюстрации и одну таблицу. Список литературы состоит из 200 наименований.

Благодарности

Автор выражает благодарность научному руководителю д.г.-м.н. С.Н. Рычагову за руководство и всестороннюю помощь на всех этапах проведения настоящего исследования.

Автор искренне признателен всем сотрудникам лаборатории геотермии Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН за поддержку и помощь в проведенных исследованиях: О.В. Кравченко (Ковиной), А.А. Нуждаеву; И.А. Бойковой, Е.И. Сандимировой, Сергеевой А.В, Т.В. Шевченко;

«товарищам по оружию» И.А. Нуждаеву, Ю.Ю. Букатову, И.Ф. Абкадырову, Д.К. Денисову за большой вклад в проведении полевых наблюдений и интерпретацию полученного материала;

сотрудникам Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова М.С. Чернову, И.Е. Большакову, Р.А. Кузнецову, А.Б. Ермолинскому и др. за помощь в проведении полевых исследований, ценные замечания на этапе проведения и обсуждении работы;

научной группе Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН под руководством д.г.-м.н. Ю.Ф. Мороза: В.А. Логинову, И.С. Улыбышеву, О.М. Самойловой, М.А. Клементьеву, Ю.В. Новикову за сотрудничество, благодаря которому удалось провести работу методами АМТЗ и МТЗ на Паужетском геотермальном месторождении;

студентам-практикантам Камчатского государственного университета им. Витуса Беринга и Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, которые участвовали и старательно помогали в проведении полевых исследований.

Частично работа выполнена при финансовой поддержке грантов Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 18-35-00138; 19-05-00102), первый из которых выполнен под руководством автора.

ГЛАВА 1. Современное состояние исследований геотермальных районов, систем и месторождений геолого-геофизическими методами

1.1 Модели строения крупнейших геотермальных систем и месторождений мира

Современные гидротермальные (геотермальные) системы и геотермальные месторождения, как правило, приурочены к областям современного и четвертичного вулканизма. Они расположены в зонах сочленения региональных тектонических блоков, сквозькоровых разломах, которые их контролируют. Наиболее известные и крупные месторождения мира расположены в США (Гейзерс), Италии (Лардарелло-Травале), Японии (Каккондо, Матсукава), Индонезии (Дараджат, Камоджанг) и на Дальнем Востоке России (Кошелевская, Северо-Парамуширская) [Nanano, Sakagawa, 1990; Stimac et al., 2001; Белоусов и др., 2002; Bellani et al., 2004; Поздеев, Нажалова, 2008; Rejeki et al., 2010]. Подробная характеристика этих месторождений (газо-гидротермальных систем) приводится в работе С.Н. Рычагова [Рычагов, 2014], автор относит такие системы к длительноживущим сквозькоровым рудообразующим гидротермально-магматическим системам. По последним данным выделяется определённый тип гидротермально-магматических систем – газо-гидротермальные в связи с особой ролью газов различного состава в транспорте теплоносителя и химических соединений. Рассматриваются газо-гидротермальные системы, на современном этапе развития которых образуются крупнейшие пародоминирующие геотермальные месторождения. Остановимся коротко на особенностях строения перечисленных месторождений (концептуальных моделях).

Северо-западная часть США выделяется аномально высоким тепловым полем (рис. 1.1), в пределах которого расположены высокотемпературные (≥ 150 °C) гидротермальные системы [Stimac et al., 2001]. Считается что повышенный тепловой поток этой территории определяется близповерхностными остывающими кислыми интрузиями. Глубина

расположения интрузивных тел 3 – 4 км и они связаны с глубинными высокотемпературными интрузивными породами основного состава, расположенными на глубине более 8 км [Walters, Combs, 1989].

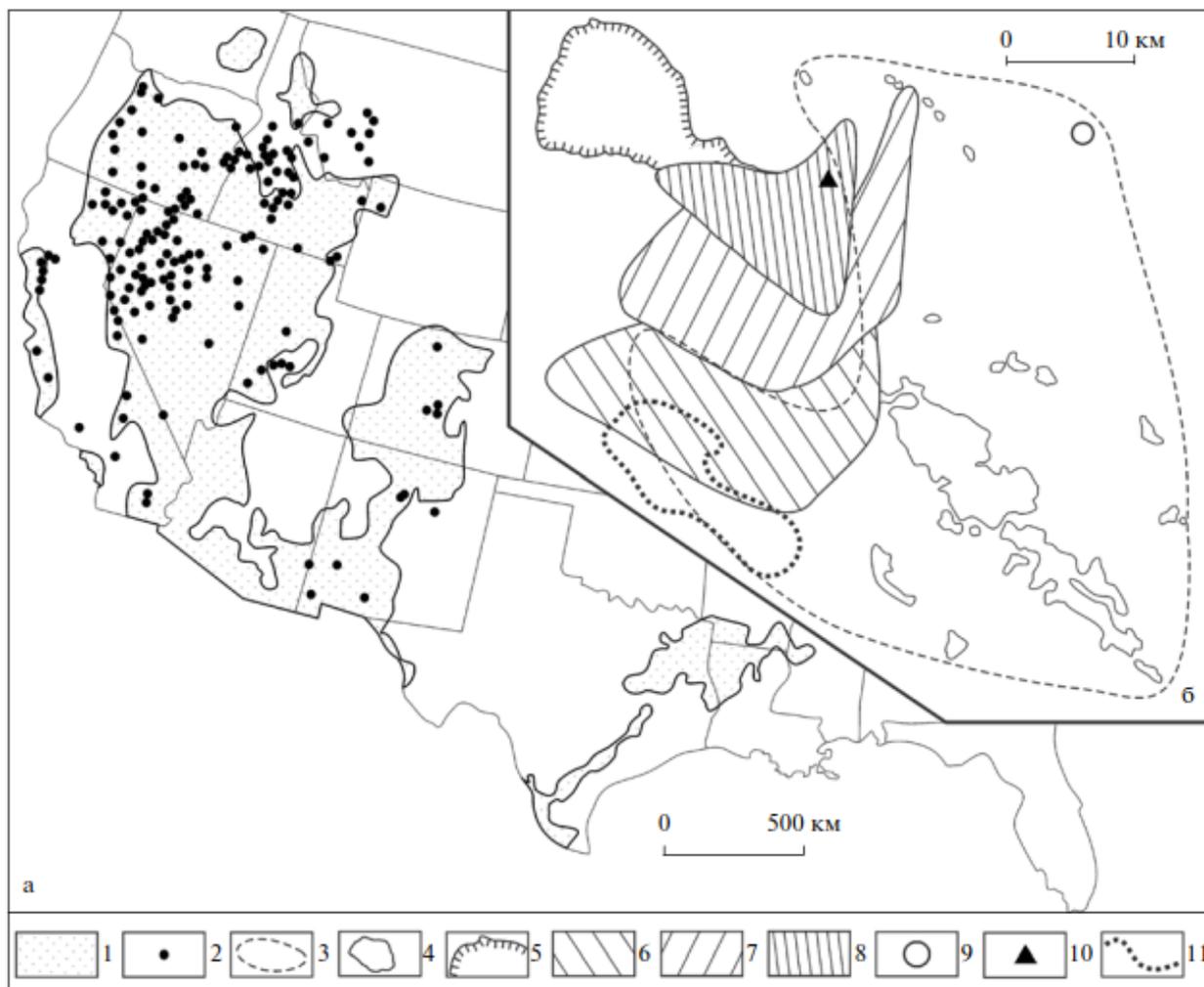


Рисунок 1.1 Геотермальные районы и современные гидротермальные системы США [Stimac et al., 2001; Рычагов, 2014].

a – карта теплового поля западной части США, *б* – геотермальный район Гейзерс – Ясное Озеро. 1 – территории, отличающиеся аномально высоким кондуктивным и конвективным тепловыми потоками; 2 – высокотемпературные (больше 150 °С) гидротермальные системы; 3 – граница поля вулканических пород, имеющих возраст 1.3 – 2.1 млн лет; 4 – поля развития пород вулкана Ясное Озеро; 5 – кальдера вулкана Ясное Озеро; 6–8 – поля вулканитов, возраст 0.8 – 1.2 млн лет (6), 0.3 – 0.6 млн лет (7) и 0.01 – 0.2 млн лет (8); 9 – гидротермальная система Вилбур Спрингс; 10 – рудник Сульфур Бэнк; 11 – границы геотермальной системы Гейзерс.

Гейзерс считается крупнейшей гидротермальной системой мира. Мощность установленного комплекса ГеоЭС составляет 1522 МВт, что составляет половину мощности всех вырабатывающих энергию ГеоЭС США [Lund et al., 2010]. Система

хорошо изучена, здесь пробурено 780 скважин в том числе глубиной до 4 км. Скважинами вскрыта длительноживущая гидротермально-магматическая система, приуроченная к апикальным частям plutonicкого комплекса гранитпорфиров и фельзитов (см. рис. 1.2). Система имеет трехъярусное строение. Нижняя, преимущественно жидкостная, палеогидротермальная система, имеет возраст 0.7 – 0.25 млн лет [McLaughlin et al., 1983] и локализована не только в кровле фельзитового тела, но и вокруг гранит-порфиров. На основании изучения газожидких включений температура растворов составляла от 450 °C непосредственно у границ плутонов, до 330 °C на удалении 1.4 км от интрузии [Moore, Gunderson, 1995]. Современная система вододоминирующего типа локализуется в проницаемых раздробленных хрупких метаморфических породах (метаграувакках, аргиллитах, metabазальтах) в области, повторяющей конфигурацию эндо-экзоконтактной зоны фельзитов. Температура растворов соответствует 320 – 230 °C. Для этого этапа характерно образование кальцитовых жил с сульфидными минералами. Данная часть системы подстилает пародоминирующую область, которая в свою очередь имеет двухъярусное строение. Верхний («нормальный») резервуар, занимающий большую часть системы, имеет температуру около 240 °C и давление 35 бар. Он подстилается высокотемпературным резервуаром (300 – 340 °C), характеризующимся давлением пара, соответствующим режиму вышерасположенной зоны кипения [Walters et al., 1992]. «Нормальный» резервуар представляется в виде тепловой трубы, где энергия передается вверх парогазовой смесью, жидкая фаза плотно сжата за счет адсорбции и капиллярных сил в микротрещинах пород, а конденсат пара инфильтруется в виде гидротерм на более глубокие горизонты гидротермальной системы [Pruess, 1985].

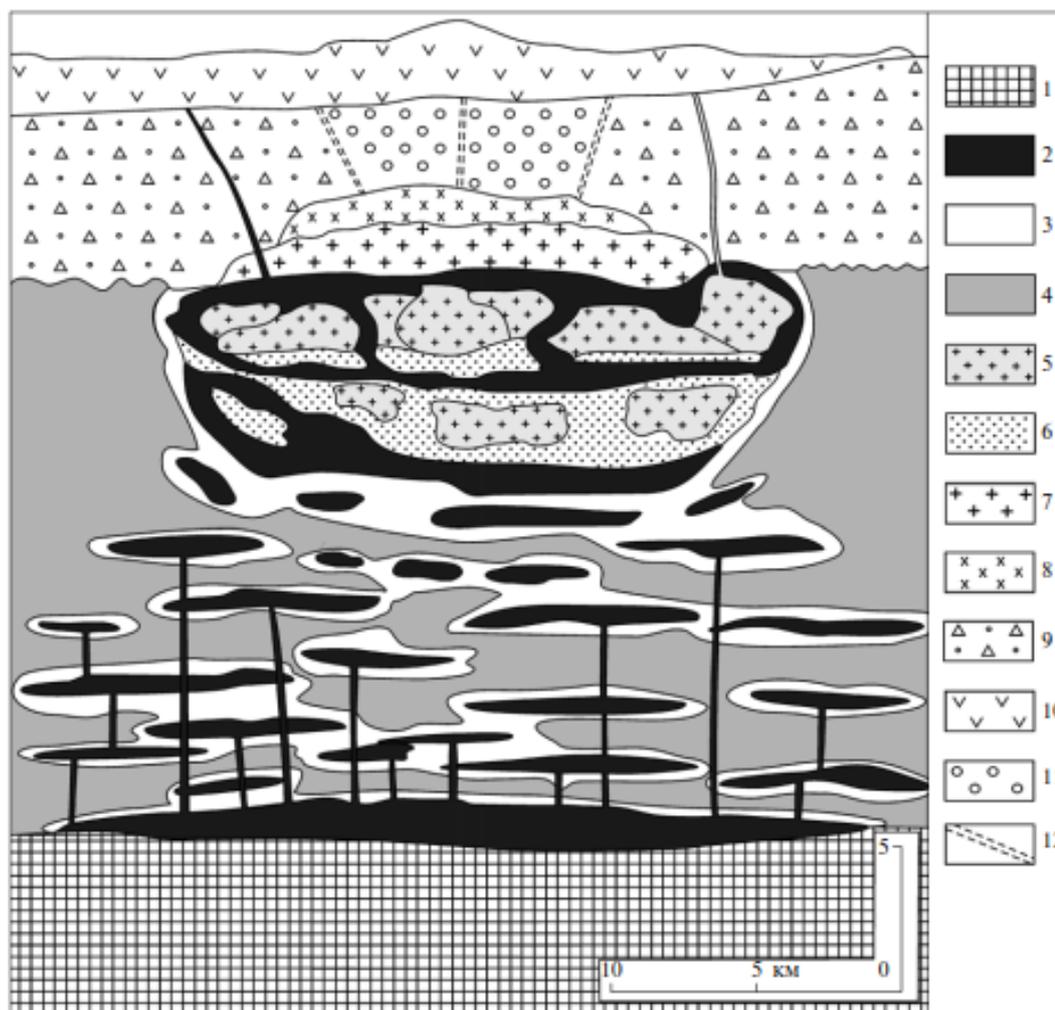


Рисунок 1.2. Концептуальный разрез гидротермально-магматической системы Гейзерс [Stimac et al., 2001; Рычагов, 2014].

1 – кристаллические породы; 2 – габбровые кумуляты; 3 – расплавы кислого состава; 4 – вмещающая вулканогенно-осадочная толща; 5-6 – неглубоко залегающая преимущественно кислая магматическая система: 5 – кислые дифференциаты, 6 – более основные расплавы; 7 – гранит-порфиры; 8 – фельзиты; 9 – вулканогенно-осадочная толща пород плиоцен-четвертичного возраста, вмещающая гидротермальную систему; 10 – лавы и туфы андезитов и дацитов; 11 – пародоминирующая система Гейзерс; 12 – предполагаемые зоны тектонических нарушений в структуре гидротермальной системы.

В Италии расположены два крупных геотермальных района *Лардерелло-Травале* и *Монте-Амиата*. Лардерелло-Травале является одной из крупнейших в мире газо-гидротермальных систем, в недрах которого выделено гигантское пародоминирующее месторождение (рис. 1.3). Установленная электрическая мощность ГеоЭС этого месторождения составляет 785 МВт при общей мощности ГеоЭС Италии 843 МВт [Carpetti et al., 2010]. Глубокими (до 4.5 км) скважинами вскрыты изверженные, осадочные и

метаморфические породы [Pandeli et al., 1994]. В карбонат-эвапоритовых породах вскрыты два неглубоких продуктивных резервуара: в пределах горста на глубине 600 – 800 м разведан паровой резервуар, характеризующийся давлением около 6 МПа и температурой до 270 °С; в структуре грабена разбурен близкий по термодинамическим параметрам паровой резервуар на глубинах 1300 – 2500 м.

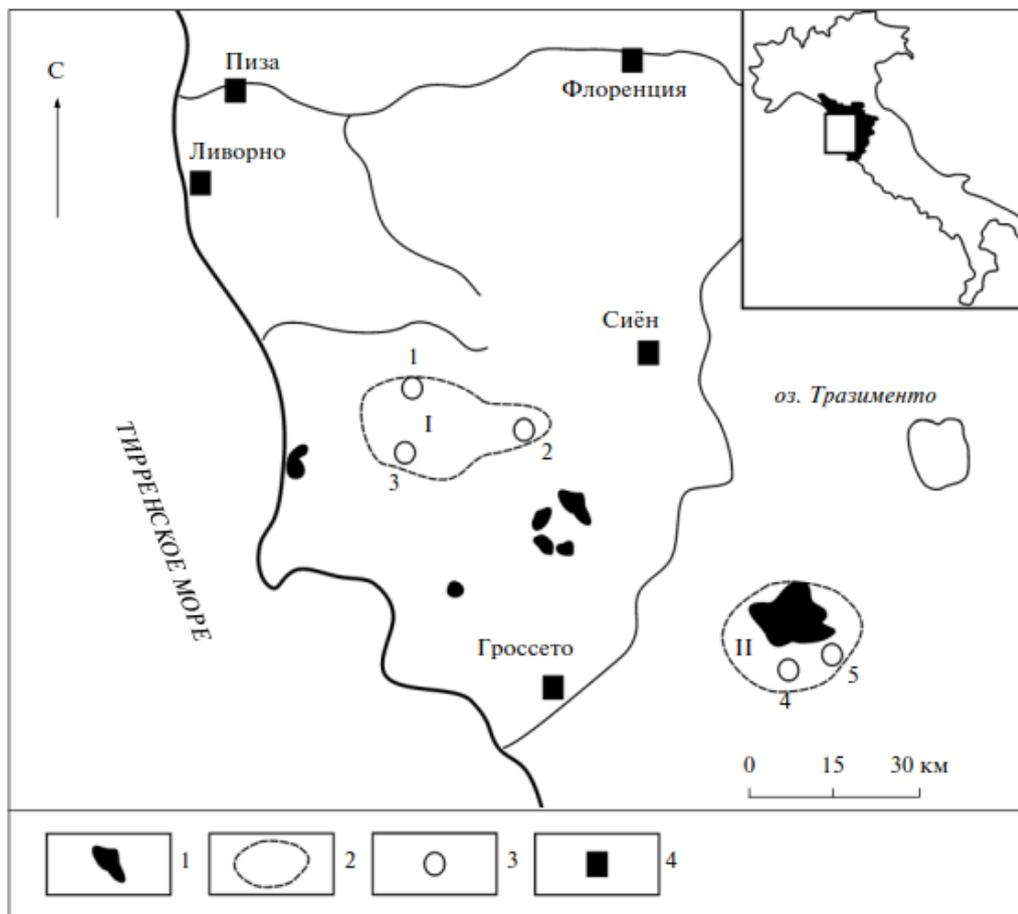


Рисунок 1.3. Крупнейшие геотермальные районы Италии: Лардерелло-Травале (I) и Монте-Амиата (II) [Gianelli et al., 1997, Рычагов, 2014].

1 – поля развития магматических пород; 2 – граница геотермальных районов; 3 – крупнейшие геотермальные месторождения: 1 – Лардерелло, 2 – Травале, 3 – Лагоны Росси, 4 – Багноре, 5 – Пианкастагну; 4 – основные населенные пункты.

В результате последующего глубокого бурения доказано существование продуктивных горизонтов в метаморфическом фундаменте, подстилающим карбонатно-эвапоритовые породы [Vertani et al., 2005]. Нижний резервуар Лардерелло-Травале представляет собой огромную глубинную (2.5 – 4.5 км) геотермальную систему площадью

более 400 км². На основании бурения скважин и микросейсмического зондирования выделены три мощные зоны повышенной трещиноватости и дробления пород: в кровле тектонического клина (основании толщи филлитов и блоков-пластин карбонатных пород), в кровле метаморфического фундамента в экзоконтактовых зонах крупных батолитов древних гранитов, и на границе между молодыми и древними гранитами (рис. 1.4). В целом, газогидротермальная система Лардерелло-Травале имеет сложное многоярусное строение: в основании каждого яруса залегают перегретые термальные воды, расположенные выше трещиноватые и пористые породы насыщены парогазовой фазой.

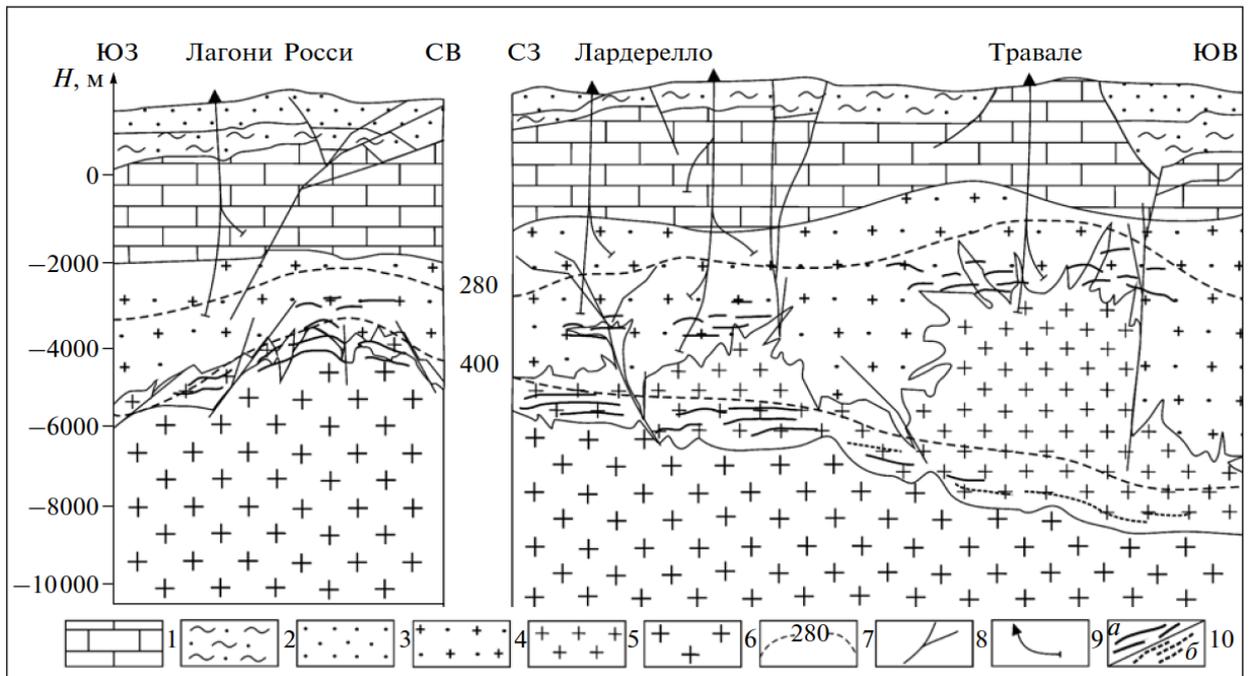


Рисунок 1.4. Геологический разрез геотермального района Лардерелло-Травале [Casim et al., 2010, Рычагов, 2014].

1 – карбонатно-эвапоритовые отложения; 2 – филлиты; 3 – вулканогенно-осадочные породы; 4 – метаморфический фундамент; 5 – древние граниты; 6 – молодые граниты; 7 – изотермы (280 °С – установленная на основании бурения скважин, 400 °С – предполагаемая на основании комплекса геолого-геофизических данных); 8 – тектонические разрывные нарушения; 9 – скважины; 10 – тектонические нарушения: а – установленные на основании бурения скважин и по сейсмологическим данным, б – предполагаемые.

Подъем молодых гранитов приводит к разрыву пород метаморфического фундамента и древних гранитов на приподнятые блоки, в кровле которых формируется неоднородная брекчиево-блоковая зона, пронизываемая для газо-гидротермального флюида.

Эта зона является в настоящее время доступным и наиболее продуктивным паро-газовым резервуаром. Эксплуатируемые геотермальные месторождения Лардерелло, Травале, Лагони Росси и выделенные по данным бурения близповерхностные и глубинные геотермальные резервуары расположены над этими блоками.

Какконде и Матсукава (Япония) - два крупнейших геотермальных месторождения расположены в северной части острова Хонсю (рис. 1.5). Установленная мощность ГеоЭС Какконде составляет 80 МВт, Матсукава 23.5 МВт [Sugino, Akeno, 2010], однако их потенциал по оценкам многих японских специалистов сопоставимы с геотермальными ресурсами Гейзерс и Лардерелло-Травале.

На вулканическом поле Какконде с целью поиска геотермального теплоносителя, обладающего высокими Р-Т параметрами, глубокими скважинами вскрыт сложный магматический комплекс (рис. 1.6). Внедрение крупного батолита раннечетвертичных гранитов в дотретичные осадочные породы фундамента привело к подъему и дроблению этих пород и древних гранитов на тектонические блоки в кровле интрузии. Интрузия имеет сложное строение и представлена по меньшей мере двумя фазами: раннечетвертичными гранит-порфирами и позднечетвертичными (молодыми) гранитами [Тамануи, 1991]. Основная часть разреза сложена меловым лаво-пирокластическим комплексом пород (формация Кинимитогэ), верхняя часть разреза – вулканогенно-осадочными палеоген-неогеновыми отложениями (формация Такиное-Онзен) и миоценовыми «зелеными туфами» (формация Яматсуда) [Uchida et al., 1996; Shigeno, 2000]. Толща пород прорвана голоценовыми кислыми магмами, образующими экструзии и действующие вулканы. В качестве источника тепла для современной газо-гидротермальной системы рассматриваются нагретые сухие породы гранитного массива Какконде.

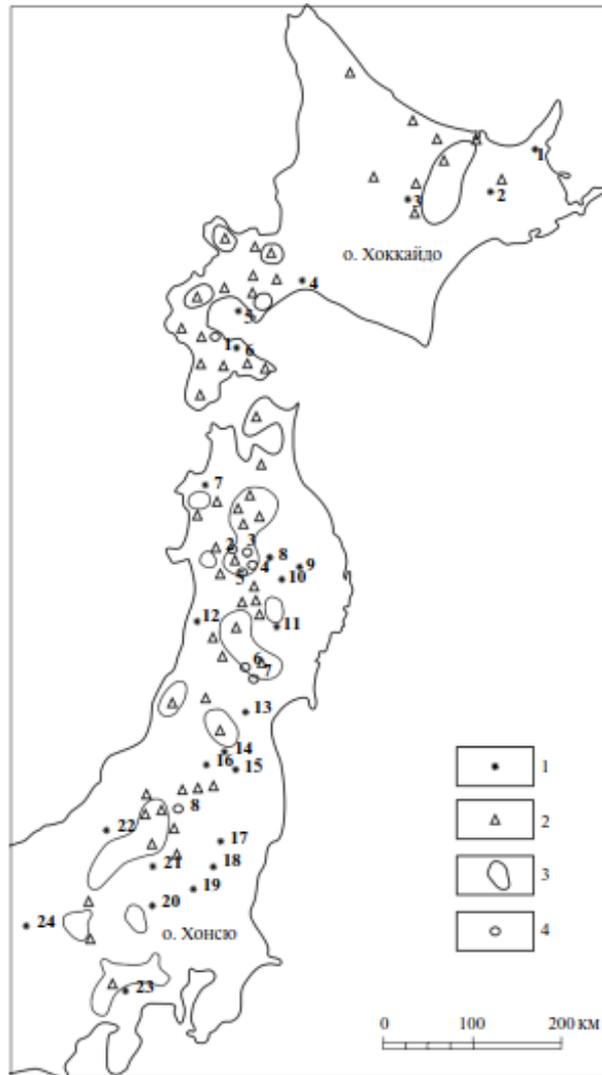


Рисунок 1.5. Геотермальные и минеральные рудные ресурсы Северной Японии [Геологическое ..., 1968; Рычагов, 2014].

1 – вулканы (1 – Сирэтоко, 2 – Мэакан, 3 – Токати, 4 – Таруман, 5 – Усу, 6 – Комагатакэ, 7 – Иваки, 8 – Акита-Якэяма, 9 – Иватэ, 10 – Акита-Комагатакэ, 11 – Курикома, 12 – Текай, 13 – Дзао, 14 – Адзума, 15 – Адатара, 16 – Бандай, 17 – Насу, 18 – Никко-Сиранэ, 19 – Акаги, 20 – Асама, 21 – Кусацу-Сиранэ, 22 – Ниигатэ-Акэяма, 23 – Фудзи, 24 – Хакусан); 2 – рудные месторождения; 3 – поля развития гранитов; 4 – геотермальные системы (1 – Мори, 2 – Сумикава, 3 – Онума, 4 – Матсукава, 5 – Какконде, 6 – Енотан, 7 – Оникобэ, 8 – Яназу-Нишияма).

Модель газо-гидротермальной системы Какконде представляется следующим образом. Система включает два геотермальных резервуара. Глубинный локализован в контактовой зоне многофазных четвертичных остывающих гранитов (интервал глубин от 2 до 3 км), внедрившихся в осадочные породы фундамента и образовавших мегабрекчиевую проницаемую область над и вокруг интрузии. Температуры перегретого

паро-газового флюида составляют от 500 – 450 °С в подошве, до 350 °С в кровле зоны перехода жидкость–пар. Малоглубинный (500 – 1700 м от дневной поверхности)

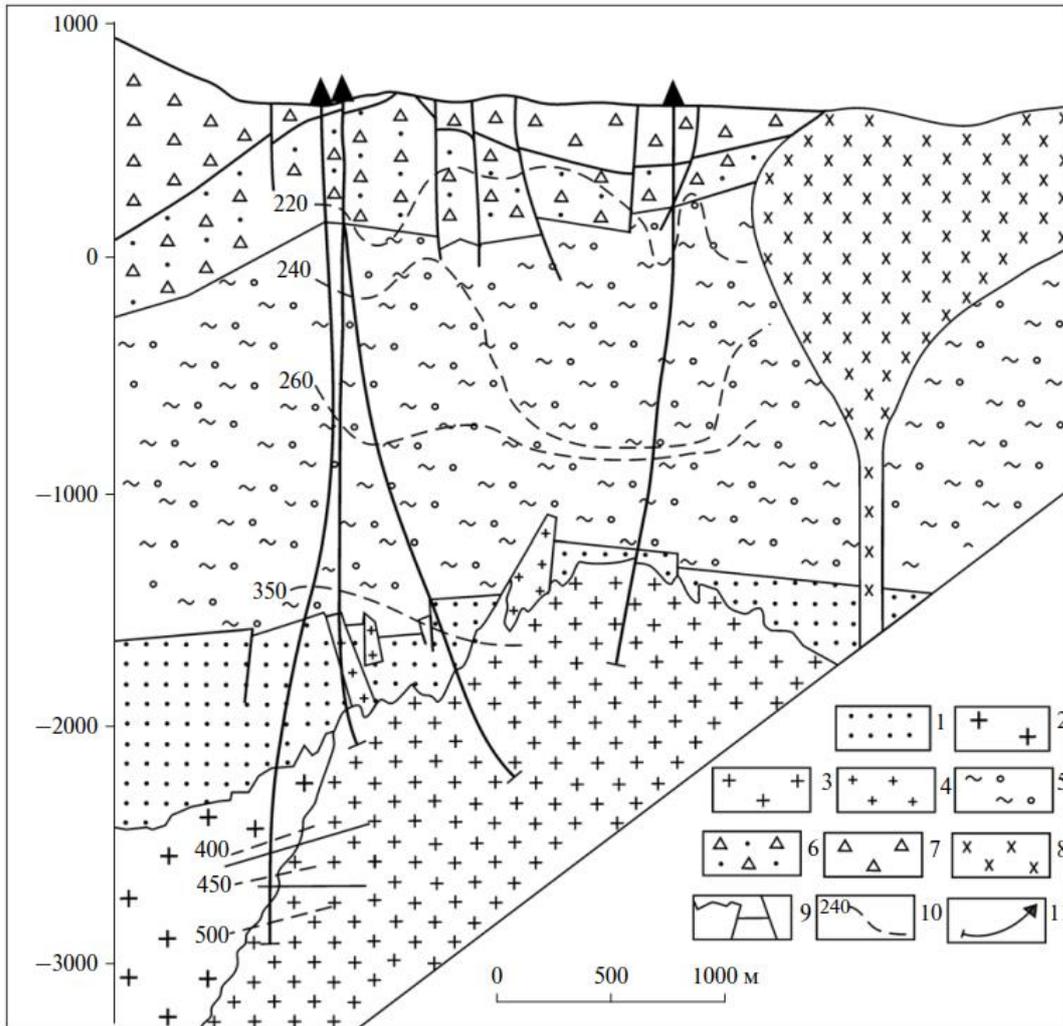


Рисунок 1.6. Геологический разрез гидротермально-магматической и современной газогидротермальной системы Какконде, Северное Хонсю [Uchida et al., 1996; Tamanya, Fujimoto, 2005; Рычагов, 2014].

1 – дотретичные осадочные породы; 2-3 – граниты интрузии Какконде: 2 – раннего этапа, 3 – позднего этапа; 4 – древние граниты; 5 – комплекс вулканогенно-осадочных пород миоцен-плиоценового возраста; 6-7 – лавы и туфы среднего состава четвертичного возраста: 6 – формация Такиное-Онзен, 7 – формация Яматсуда; 8 – лаво-экструзивный комплекс дацитов голоценового возраста; 9 – тектонические нарушения и границы; 10 – изотермы, установленные по результатам бурения скважин; 11 – скважины.

геотермальный резервуар образован за счет восходящего существенно жидкого флюида при переходе его из относительно плотных, но трещиноватых пород основания формации Кинимитогэ в породы той же формации, отличающиеся повышенной открытой пористостью (трещиноватые гидротермально измененные туфы). Температура зоны

кипения флюида составляет от 260 до 220 °С. Резервуар образует изометричную область размером в вертикальном сечении примерно 1.5×1.5 км. На основании глубокого бурения и анализа микросейсмических и геоэлектрических данных предполагается наличие связи между приповерхностным и глубинным геотермальными резервуарами за счет инфильтрации метеорных и смешанных вод в мегабрекчиевую экзоконтактовую зону интрузии и быстрого охлаждения гранитов [Tosha et al., 1998; Tamanyu, Fujimoto, 2005; Ishitsuka et al., 2022; Okamoto et al., 2022].

Дараджат, Камоджанг и Вайонг Винду (Индонезия). Индонезия занимает третье место в мире по установленным запасам (1360 МВт) и производству геотермальной электрической энергии (9600 ГВт/ч) после США и Филиппин [Bertani, 2015]. Основные геотермальные месторождения расположены в Западной Яве: Камоджанг (энергетический потенциал 260 МВт), Дараджат (260 МВт), Вайонг Винду (227 МВт), Гунунг Салак (377 МВт) и несколько других месторождений с энергетическим потенциалом от 55 до 120 МВт [Darma et al., 2010]. Близкая история развития предполагается для вулканических структур Камоджанг и Вайонг Винду, объединяемых таким образом вместе с Дараджат в единый длительноживущий вулканический центр (рис.1.7). Вулканическое поле Дараджат ограничено полукольцевым разломом Кенданг и сложено множеством эруптивных центров и отдельных вулканоплутонических купольнокольцевых структур. Выделяется система «господствующих» СВ и поперечных СЗ зон разрывных тектонических нарушений, разбивающих вулканическое поле на вытянутые или изометричные блоки размером в поперечнике до 1.0 – 1.5 км [Pramono, Colombo, 2005]. На основании бурения скважин показано, что разрез каждого блока неоднородный и отличается от разрезов смежных блоков литологическим строением (составом и мощностью горизонтов лав и туфов), структурой проницаемости, петрофизическими свойствами пород [Hadi et al., 2005]. На основании гравиметрических исследований в центральной части

вулканического поля Дараджат выделена крупная положительная аномалия силы тяжести в виде куполообразной структуры, интерпретируемой как плотное интрузивное тело диоритов [Rejeki et al., 2010]. На основании электроразведочного зондирования область пород с низким сопротивлением отражает изометричную аномалию на глубине 1000 – 2500 м от дневной поверхности. Эти данные согласуются с экспериментами по закачке бурового раствора в скважины с одновременным проведением микросейсмических исследований.

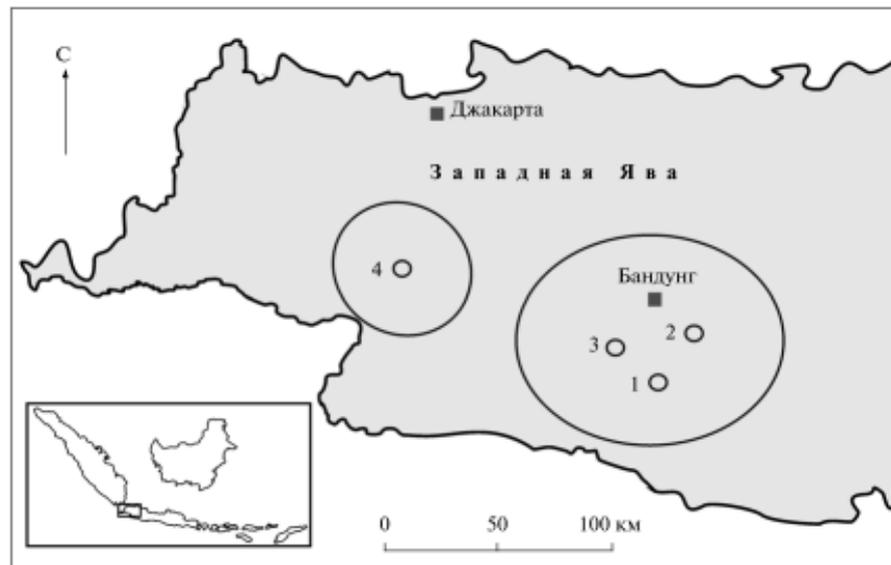


Рисунок 1.7. Положение крупнейших газо-гидротермальных систем и геотермальных месторождений Индонезии (на врезке центральная часть Индонезийского архипелага и район исследований) [Рычагов, 2014]: 1 – Дараджат, 2 – Камоджанг, 3 – Вайонг Винду, 4 – Гунунг Салак.

На основании комплексных геолого-геофизических данных предложена следующая модель газо-гидротермальной системы Дараджат (рис. 1.8). На глубинах от 1.0 – 1.5 до 4.0 км выделена область перехода жидкость–пар, имеющая зональное строение. Внутренняя зона представляет собственно область кипения гидротерм и переноса тепла флюидом в разуплотненных пропилитизированных вулканогенно-осадочных породах. Внешняя зона характеризуется низкой открытой пористостью и образована за счет выполнения трещинно-порового пространства минералами кремнезема (тридимитом, кристобалитом, халцедоном и кварцем) в основании и вокруг области кипения. Эта зона может

рассматриваться как своеобразный экран и теплоизолирующий горизонт. Тепловое питание системы и ее связь с магматическим источником осуществляется за счет подъема глубинных флюидов по зонам отдельных разрывных тектонических нарушений. Вероятно, микроконвективные гидротермальные ячейки определяют перенос парогазовой смеси внутри зоны кипения вдоль тектонических нарушений (рис. 1.8). Следовательно, Дараджат является примером самоизолирующей конвективной гидротермальной системы с образованием крупного парогазового резервуара (объемом $\geq 50 \text{ км}^3$) и зоны циркуляции высокотемпературного жидкого флюида в подошве и краевых частях области кипения растворов [Жатнуев и др., 1996; Рычагов, 2003].

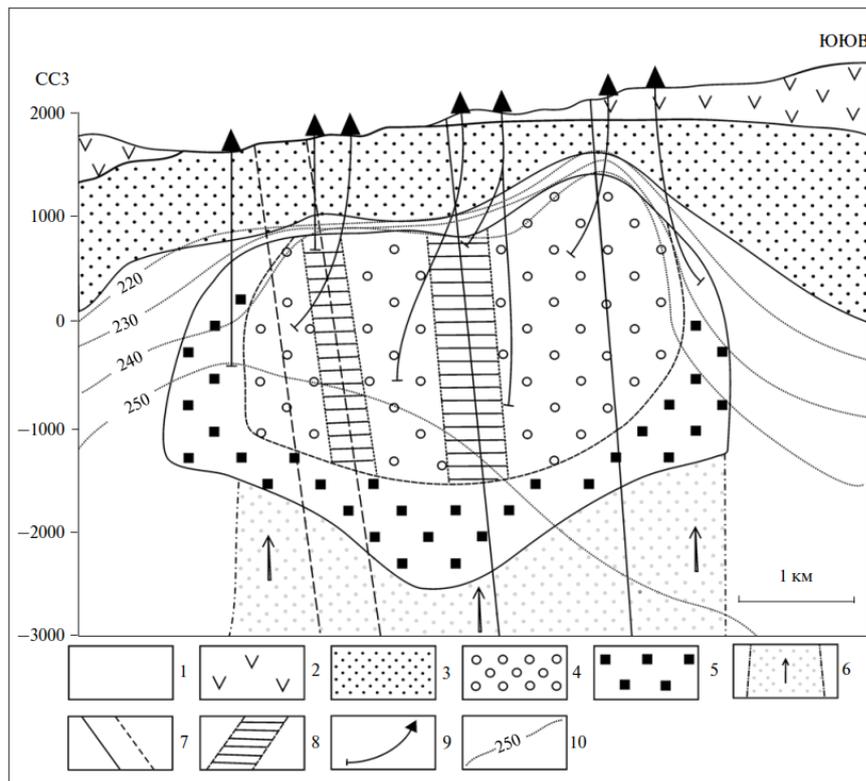


Рисунок 1.8. Концептуальная модель газо-гидротермальной системы Дараджат [Rejeki et al., 2010; Рычагов, 2014].

1 – вмещающие вулканогенно-осадочные породы миоцен-плиоценового возраста; 2 – лавы и туфы голоценового возраста; 3 – четвертичные туфы и туффиты, аргиллизированные (верхний водоупор для гидротермальной системы); 4 – область кипения гидротерм; 5 – подошва и краевые зоны области кипения, в которых трещинно-поровое пространство залечено вторичными минералами; 6 – зона восходящего потока газо-водного флюида; 7 – тектонические разрывные нарушения, установленные (сплошная линия) и предполагаемые; 8 – зоны повышенной проводимости (циркуляции парогидротерм) внутри области кипения растворов; 9 – скважины; 10 – изотермы.

1.2. Характеристика основных геотермальных систем и месторождений Камчатки

Современные гидротермальные системы есть в различных регионах нашей страны: на Кавказе, в Ставропольском крае, в Забайкалье, на Сахалине и др. В основном, это низкотемпературные проявления (ниже 100 – 150 °С в зонах разгрузки). Основные геотермальные ресурсы сосредоточены на Камчатке и Курильских островах. На Камчатке изучение современных гидротермальных систем проводилось весьма интенсивно в 1960 – 80-ые годы с целью решения проблемы электро- и теплоснабжения населения и промышленных предприятий, а также для получения фундаментальных научных знаний о строении земной коры в областях повышенного теплового потока [Вакин и др., 1976; Сугробов, 1979; Структура ..., 1993; Стратегия ..., 2001]. В последние годы интерес к геотермальным системам обусловлен популяризацией альтернативных (возобновляемых) источников энергии.

На Камчатке почти все известные геотермальные системы и термопроявления расположены в Восточно-Камчатском и Центральном-Камчатском вулканических поясах (рис. 1.9). Всего насчитывается более 150 групп термальных источников, которые являются местами разгрузки на земную поверхность геотермальных систем, расположенных в четырех геотермальных провинциях, выделенных по геолого-структурным и гидрогеологическим условиям Камчатки [Ворожейкина и др., 1980; Геотермальные ..., 2005].

В Северо-Камчатской геотермальной провинции отмечено 16 групп термальных источников. Максимальная температура воды зафиксирована в Паланских и Русановских термопроявлениях. В Срединно-Камчатской провинции расположено 26 групп термальных источников, в том числе две группы высокотемпературных (кипящих) источников (Киреунские и Апапельские). В Восточно-Камчатской геотермальной провинции находится 52 группы термальных источников. Среди них выделяются кипящие

источники и паровые струи термопроявлений крупных геотермальных систем: Узонской, Гейзерной, Семячинской и Карымско-Академической. В Южно-Камчатской геотермальной провинции насчитывается 55 разнообразных по форме термопроявлений, в том числе и характерных для высокотемпературных и среднетемпературных геотермальных систем: Мутновской, Больше-Банной, Паратунской, Паужетской, Кошелевской [Геотермальные ресурсы, 2005].

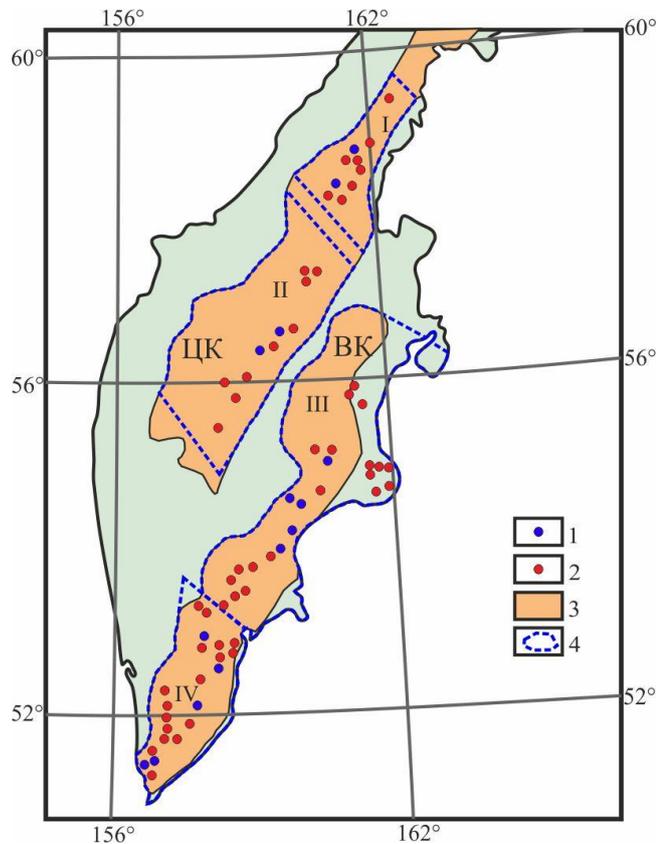


Рисунок 1.9. Схема расположения основных групп термальных источников и гидротермальных систем [Сугробов, Яновский, 1991].

1 – гидротермальные системы; 2 – термальные источники с температурой 30-100 °С; 3 – вулканические пояса Центрально-Камчатский (ЦК) и Восточно-Камчатский (ВК); 4 – геотермальные провинции: I – Северо-Камчатская; II – Срединно-Камчатская; III – Восточно-Камчатская; IV – Южно-Камчатская.

Гидротермальные системы провинции хорошо изучены с помощью буровых скважин, а выделенные при этом на этапе геологоразведки геотермальные месторождения обеспечивают использование их ресурсов геотермальными электростанциями (ГеоЭС). Таковыми являются Паужетское и Мутновское месторождения. Разведочное бурение в

рамках этой провинции проводилось на высокотемпературных Нижне-Кошелевском, Паратунском и Больше-Банном месторождениях парогидротерм. Остановимся более подробно на строении наиболее крупных и хорошо изученных (разбуренных) гидротермальных системах Камчатки.

Мутновское месторождение относится к Мутновско-Жировскому геотермальному району и расположено в 70 км от г. Петропавловска-Камчатского (Краевой центр). Геотермальный район приурочен к стыку крупнейших структур Южной Камчатки: Начикинской складчато-глыбовой зоны и Южно-Камчатского антиклинория [Власов, 1964; Апрельков, 1971; Леонов, 1989].

Мутновско-Жировской геотермальный район включает крупный долгоживущий магматический центр, возникший на пересечении региональных глубинных разломов субмеридионального и широтного простирания и мощных зон разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простираний [Вакин, Пилипенко, 1979]. В его пределах вулканическая и гидротермальная активность длится с конца олигоцена до настоящего времени. Схема геологического строения района представлена на рис. 1.10. Верхняя часть разреза сложена вулканогенными и вулканогенно-осадочными неоген-четвертичными образованиями – лавами, туфами, конгломератами, песчаниками, алевролитами суммарной мощностью более 2 км. В формировании геотермального резервуара главную роль сыграла образованная субмеридиональными сбросами грабенообразная депрессия, осевая часть которой проходит через кратеры Мутновского вулкана и далее на север, названная Северо-Мутновской вулкано-тектонической зоной. Система тектонических нарушений, входящая в структуру регионального глубинного разлома, имеет ширину около 10 км, длину около 20 км [Вакин и др, 1976; Вакин, Пилипенко, 1979].

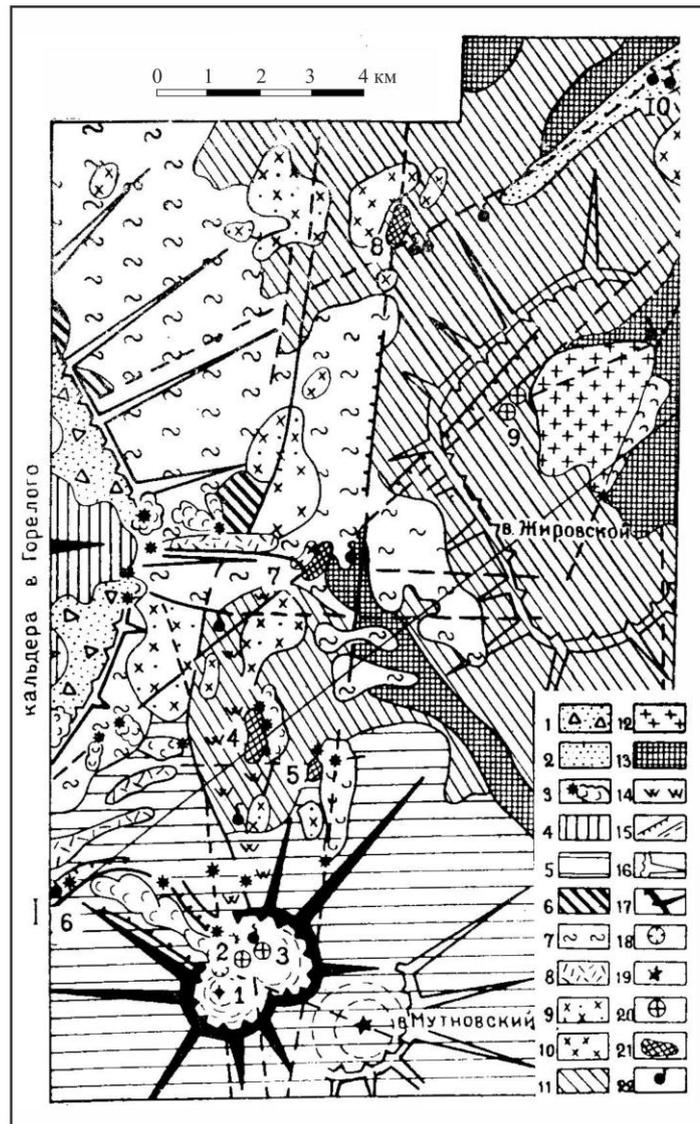


Рисунок 1.10. Схема геологического строения Мутновско-Жировского геотермального района [Вакин и др., 1976].

1 – аллювиально-пролювиальные и пирокластические отложения кальдеры вулкана Горелый; 2 – аллювий речных долин; 3 – шлаковые конусы и лавовые потоки базальтового состава; 4 – базальты вулкана Горелый; 5 – андезиты и андезито-базальты Мутновского вулкана; 6 – андезиты и андезито-дациты древней постройки вулкана Горелый; 7 – игнимбриты и спекшиеся туфы андезито-дацитового состава (древняя постройка вулкана Горелый); 8 – экструзии андезито-дацитового и липаритового составов, связанные с образованием кальдеры вулкана Горелый; 9 – экструзии и лавовые потоки андезито-дацитового и дацитового составов; 10 – экструзии и лавовые потоки дацитового и липаритового составов; 11 – базальты и андезито-базальты алнейской серии; 12 – интрузия диоритов; 13 – вулканогенно-осадочные отложения и эффузивы березовской, вилочинской и паратунской свит; 14 – гидротермально измененные породы; 15 – тектонические нарушения; 16 – кратеры и кальдеры древних вулканов; 17 – действующие вулканы; 18 – Активная воронка Мутновского вулкана; 19 – вершина Мутновского вулкана (3323 м); 20 – фумарольное поле кратера Мутновского вулкана; 21 – термальные поля; 22 – термальные источники. Цифры на схеме: 1 – Активная Воронка; 2 – Нижнее (Донное) фумарольное поле; 3 – Верхнее фумарольное поле; 4 – Северо-Мутновское термальное поле, западная группа; 5 – Северо-Мутновское термальное поле, восточная группа; 6 – Западно-Мутновские термы; 7 – Дачное термальное поле; 8 – Верхнежировские термы; 9 – термальное поле Жировского вулкана; 10 – Нижнежировские термальные источники.

Гидрогеологическая обстановка в Мутновско-Жировском районе представляется следующей. Холодные подземные воды отложений, заполняющих грабен-синклиналь, при движении от областей питания (кальдера вулкана Горелый) к региональному базису дренирования (океан), встречаются в пределах вулканно-тектонической зоны с восходящими потоками глубинного теплоносителя. Воды нагреваются и частично разгружаются в виде паровых струй на термальных площадках (Северо-Мутновские, Дачные). Горстовое поднятие препятствует стоку вод из депрессии, но крупные поперечные разломы, секущие и грабен-синклиналь, и горстовое поднятие, служат каналами для дальнейшего движения термальных вод на восток. В зонах этих нарушений создались условия для возникновения водонапорных систем трещино-жильных термальных вод [Вакин и др, 1976].

В целях доразведки Мутновского месторождения парогидротерм в период с 2004 по 2008 гг. выполнен большой объем электроразведочных работ методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ) в районе Мутновского месторождения и на его флангах [Нурмухамедов и др., 2010]. Построены геоэлектрические разрезы с контрастными значениями удельных электрических сопротивлений (рис. 1.11). В приповерхностной части месторождения выделен горизонт пород с низкими значениями удельного электрического сопротивления ($1 - 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) соответствующий обводненным туфогенным породам. Его мощность варьирует от 300 до 800 – 900 м, а в кровле и подошве слоя выделяются поднятия с амплитудой 300 – 600 м. Под низкоомной толщей обводненных отложений выделен высокоомный горизонт (основание) сопротивлением $100 - 1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Важным элементом построенной модели является контрастная аномалия повышенной электропроводности в высокоомном основании разреза (удельное сопротивление составляет первые $\text{Ом}\cdot\text{м}$).

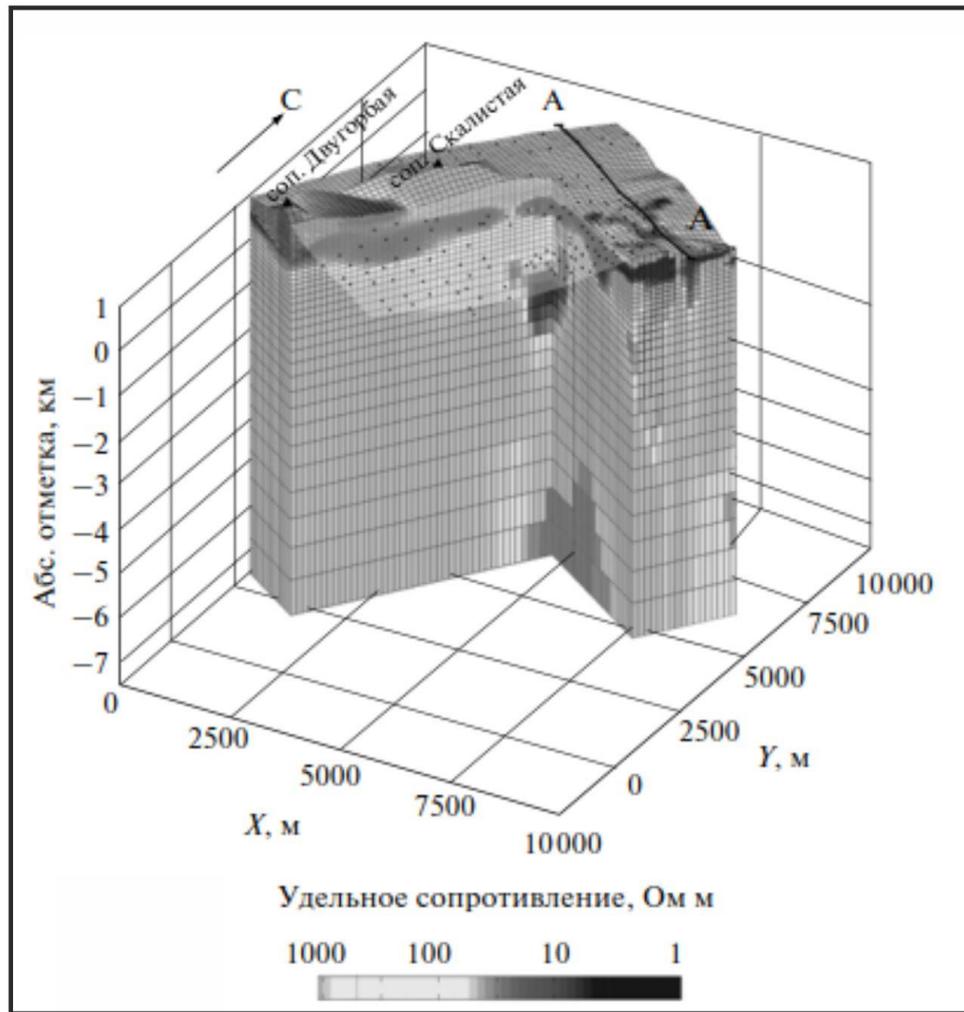


Рисунок 1.11. 3D-геоэлектрическая модель района Мутновского месторождения парогидротерм [Нурмухамедов и др., 2010].

Согласно разработанной концепции, существует региональный поток подземных вод со стороны вулкана Горелый, имеющий восточное направление [Нурмухамедов и др., 2010]. В районе северо-западного фланга Мутновского месторождения поток встречает природный резервуар, где холодная метеорная вода смешивается с минерализованными горячими водами (рис. 1.12). В геоэлектрической модели природный резервуар отражен в виде аномалии электропроводности, кровля которой фиксируется на глубинах от 1.1 до 2 км. Этот проводник локализуется в ахотенской толще палеогена, а его подошва совпадает с кровлей интрузии. Поверхность интрузивного тела по своим краям как бы образует борта, а между ними – ложе природного резервуара. То есть, созданы условия

для формирования запасов воды. В этой зоне можно предполагать высокую степень трещиноватости пород ахотенской толщи. Подтверждением этому служит субвертикальное разрывное нарушение, выделенное по геологическим данным и совпадающее с центральной частью аномалии электропроводности.

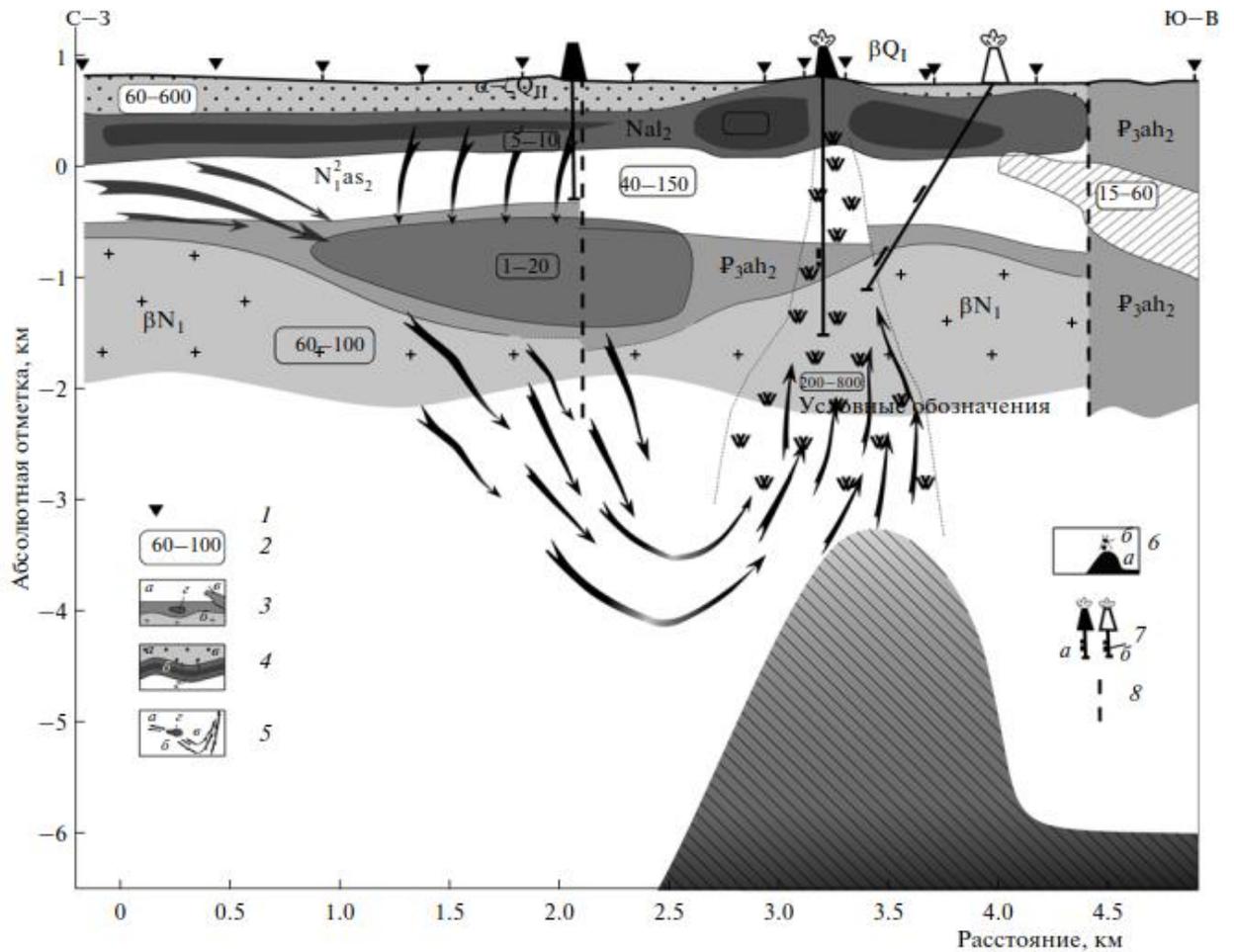


Рисунок 1.12. Геолого-геофизическая модель Мутновского месторождения парогидротерм по интерпретационному профилю А-А по данным МТЗ [Нурмухамедов и др., 2010].

1 – пункты МТЗ; 2 – значение удельного сопротивления в Ом м; 3: а – ахотенская толща (P_3ah_2), б – раннемиоценовые интрузии (N_1), в – субвулканическое тело андезитов (N_2); г – аномально низкоомный участок в ахотенской толще (резервуар); 4: а – высокоомные вулканогенно-терригенные отложения, б – низкоомный горизонт алнейской серии (Nal_2), в – аномально низкоомный горизонт в толще алнейских отложений; 5: а – региональный поток подземных вод, б – потоки холодной воды из резервуара, в – потоки перегретой воды (высокотемпературного теплоносителя); г – резервуар с термальными водами; 6: а – высокотемпературный очаг (темная часть), б – зона гидротермально измененных пород (светлая часть); 7: а – скважины, б – зоны притока; 8 – вертикальные разрывные зоны.

Предполагается, что холодные воды из данного источника через ослабленную зону в интрузивном теле проникают в область влияния высокотемпературного очага (на абсолютных отметках $-3\dots-4$ км) и вступают в контакт с высокотемпературной средой. В условиях высокого давления и температуры воды устремляются по субвертикальным разломам в верхние горизонты – в зоны разгрузки [Нурмухамедов и др., 2010].

Собственно, Мутновское месторождение парогидротерм отождествляется с изолированными зонами, где в условиях высокого давления происходит накопление перегретых вод. Часто отмечается картина, когда продуктивные зоны вскрыты в так называемом высокоомном основании [Нурмухамедов и др., 2010]. Обращает на себя внимание то, что продуктивные зоны находятся на разных глубинах, в разных по возрасту толщах и явной закономерности по их стратиграфической привязке не отмечено.

По последним данным [Кирюхин, Сугробов 2019], Мутновское месторождение парогидротерм тесно связано с действующим вулканом Мутновский, который обеспечивает тепловое и водное питание гидротермальной системы (рис.1.13). На месторождении находятся введенные в эксплуатацию в декабре 1999 г. Верхне-Мутновская ГеоЭС (12 МВт) и в апреле 2003 г. – Мутновская ГеоЭС-1 (50 МВт). На основании изучения изотопного состава воды из скважин Мутновского геотермального месторождения и речной сети района, отмечено совпадение изотопных составов воды р. Вулканной на истоке из ледника вулкана Мутновский с скважинными образцами. Авторы полагают, что водное питание Мутновского геотермального резервуара связано с ледниками из кратера Мутновского вулкана [Кирюхин, Сугробов 2019].

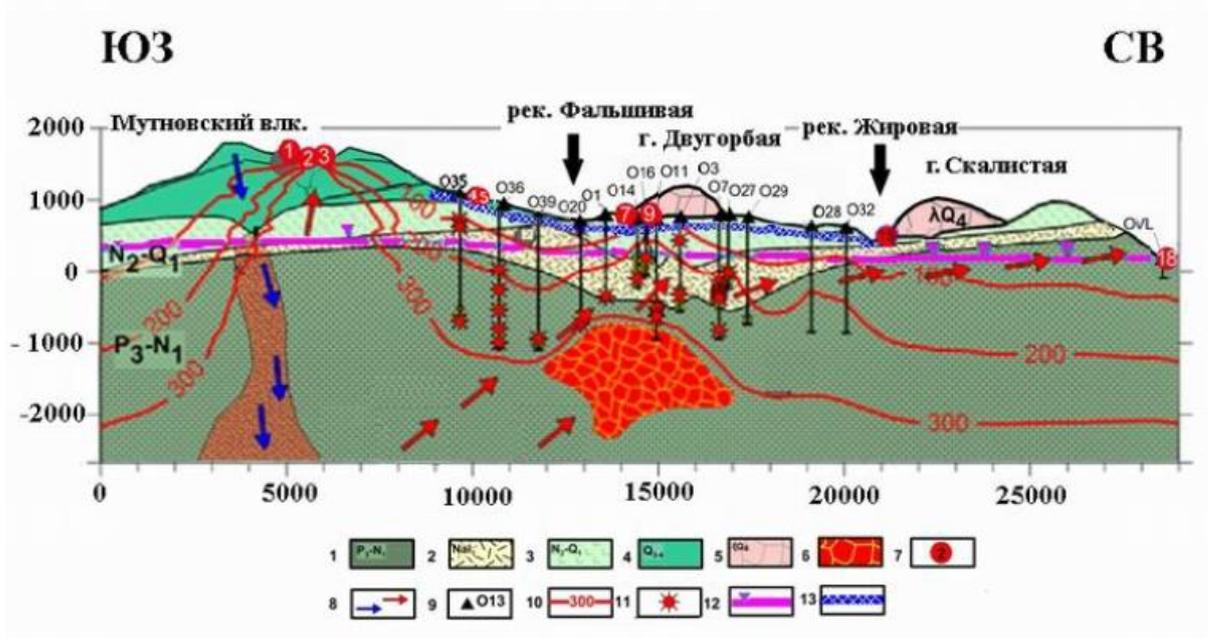


Рисунок 1.13. Гидрогеологический разрез (концептуальная модель питания Мутновской гидротермальной системы) вдоль Северо-Мутновской вулканотектонической зоны [Поляков, 2018].

1 – миоценовые песчаники и третичные вулканогенно-осадочные образования; 2 – миоценовые дацитовые и риолитовые туфы и лавы; 3 – плиоцен-четвертичные базальты, андезиты и андезитовые туфы; 4 – верхнеплейстоценовые и голоценовые андезиты и базальты, 5 – риолитовые экструзии; 6 – тепловые источники (недавние магматические интрузии); 7 – термопроявления (1 – Активная воронка, 2 – Донное поле, 3 – Верхнее поле, 4, 5 – Северо-Мутновские, 7 – Дачные, 9 – Медвежьи, 15 – Верхне-Жировские, 18 – Вилючинские); 8 – водное питание месторождения; 9 – скважины с соответствующими номерами; 10 – изотермы, °С; 11 – продуктивные зоны; 12 – уровень термоводоносного комплекса; 13 – бассейны локальных метеорных грунтовых вод в пределах Мутновского геотермального месторождения.

Паратунская гидротермальная система располагается в южной части Начикинской складчато-глыбовой зоны и характеризуется блоковым строением. Мозаика блоков определяется системой долгоживущих разрывных нарушений преимущественно С-З и субширотного направлений [Сережников, Зимин, 1976]. Меридиональными и субширотными разломами контролируется размещение древних блоков (сопка Горячая) и блоков с раннемиоценовыми интрузиями, которые играют важную роль в формировании гидротерм (рис. 1.14). Длительное развитие системы (с эоцена по голоцен) обусловлено образованием вулканической островной дуги на коре переходного типа.

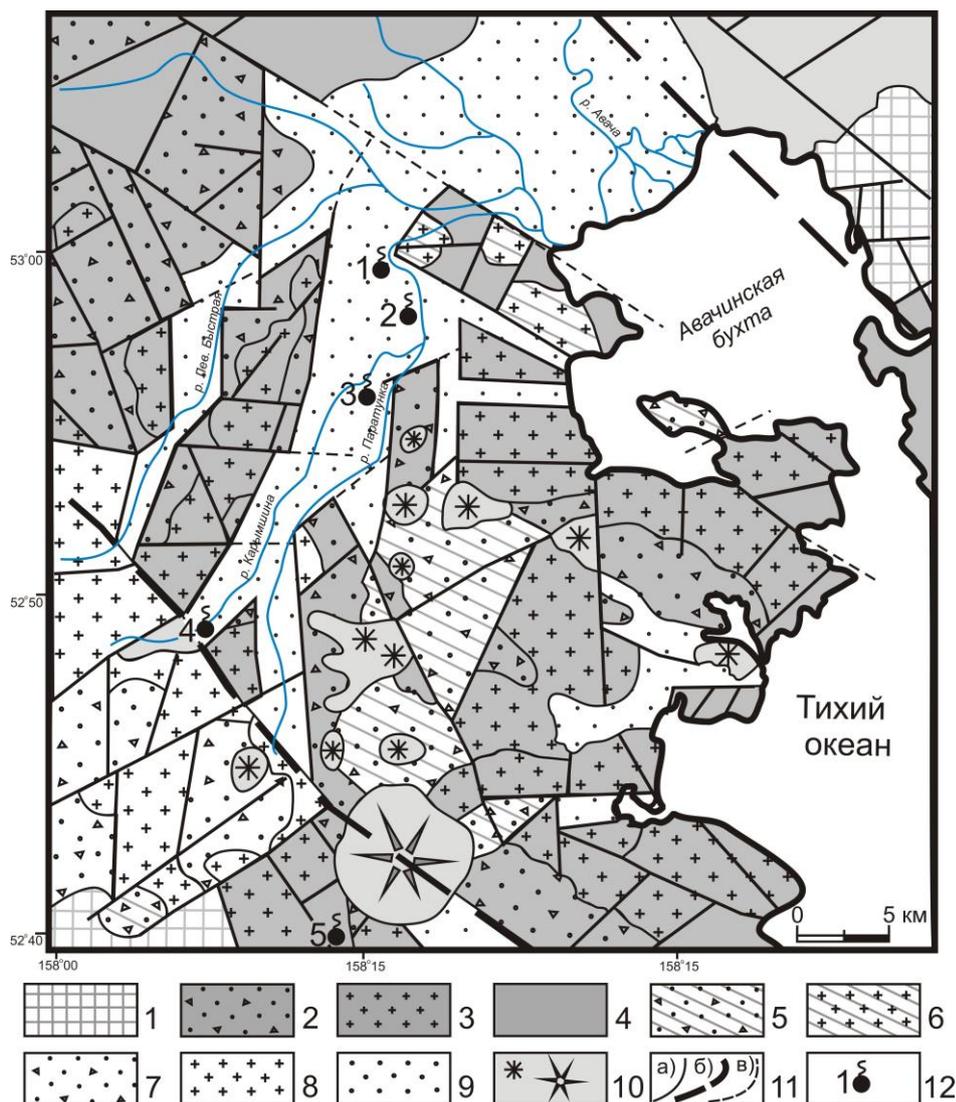


Рисунок 1.14. Схематическая геологическая карта Паратунской гидротермально-магматической системы. Составлена с использованием материалов Государственной геологической съемки [Государственная геологическая..., 2002] и тематических исследований [Белоусов, 1978, Геолого-геофизический атлас..., 1987] в работе [Чудаев и др., 2016].

1 – образования островной дуги на коре океанического типа: нерасчлененные верхнемеловые вулканогенно-осадочные отложения и субвулканические тела; 2-4 – отложения первого этапа формирования островной дуги на коре переходного типа: 2 – эоцен-миоценовые вулканогенно-осадочные породы, 3 – миоценовые гипабиссальные интрузии и субвулканические тела, 4 – эффузивно-пирокластические покровы этого же возраста; 5-8 – отложения второго этапа: 5 – плиоценовые эффузивно-пирокластические образования андезибазальтовой формации, 6 – субвулканические тела этой формации, 7 – покровные пирокластические отложения плиоцен-эоплейстоценовой риодацитово-формации, 8 – субвулканические тела этой формации; 9 – рыхлые отложения плейстоцен-голоценового возраста Паратунского (в центре территории) и Авачинского (на севере) грабенов; 10 – голоценовые базальты: лавовые потоки (на северо-востоке территории), шлаковые конусы и стратовулкан Вилучинский; 11 – разломы: а – достоверные, б – крупные региональные, в – предполагаемые; 12 – группы термальных источников: 1 – Нижнепаратунские 2 – Среднепаратунские, 3 – Верхнепаратунские (отмечена нижняя граница участка, который фактически распространяется до 10 км на СЗ до сопки Горячей), 4 – Карымшинские, 5 – Вилучинские.

Выделяется три этапа эволюции системы: эоцен-миоценовый, плиоцен-эоплейстоценовый и плейстоцен-голоценовый. С первым этапом связано образование андезитовой формации – крупных субвулканических тел диоритов и эффузивно-пирокластических покровов от среднего до кислого составов. Со вторым этапом – андезибазальтовой формации (широкое развитие субвулканических тел, лав и пирокластических отложений) и риодацитовой формации (покровные пирокластические отложения и субвулканические тела кислого состава). Завершающий этап отличается контрастным магматизмом: образованием кальдер, мощных потоков кислой пирокластики и игнимбритов; и в то же время – стратовулканов, шлаковых конусов и лавовых потоков базальтового состава. К этому этапу приурочено формирование Паратунского грабена, в котором находится одноименная гидротермальная система [Чудаев и др., 2016]. По оценкам авторов возраст системы составляет 200 – 250 тыс. лет. (конец среднего плейстоцена). В пределах Паратунской гидротермальной системы выделяются участки: Карымшинский, Верхнепаратунский, Среднепаратунский, Нижнепаратунский, Северный.

Паратунская гидротермальная система, несмотря на низкие температуры, сопоставляется с высокотемпературными по масштабу выноса тепла, если считать, что за время ее существования интенсивность выноса тепла почти не изменилась. Выделяемая система относится к системам глубокого заложения или «погребенной». В гидрогеологической структуре такого типа возможно скопление громадных запасов подземных вод. Флюидонасыщенные каналы, представляющие собой системы глубинных разломов, неравномерно расположены по площади, обладают различной проницаемостью и раскрываются на разных глубинах. Отражением этого является сложная картина распределения температур в приповерхностных условиях. Изложенные представления представлены на схеме, построенной на основе обобщения результатов детальной разведки Средне- и Нижнепаратунского участков (рис. 1.15). Такая схема теплового

питания объясняет и появление температур больше $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ на Нижнепаратунском участке, в связи с его структурой «разбитой тарелки», и концентрированность потока на Среднепаратунском участке, где отмечаются термопроводящие каналы на весьма ограниченной площади [Манухин, Ворожейкина, 1976].

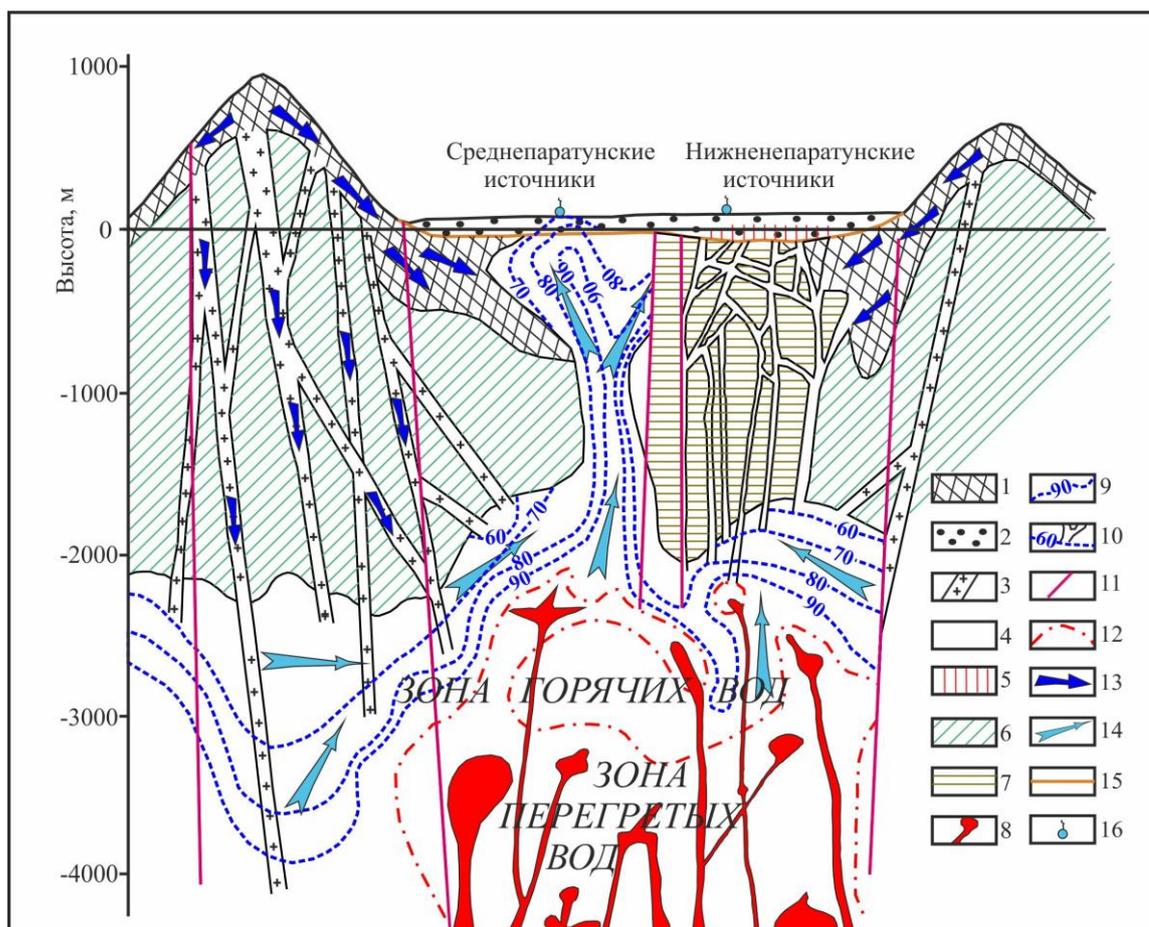


Рисунок 1.15. Принципиальная схема формирования Паратунской гидротермальной системы [Манухин, Ворожейкина, 1976].

1 – область фильтрации холодных вод зон свободного и относительно затрудненного водообмена; 2 – грунтовый поток в рыхлых четвертичных отложениях; 3 – глубокие зоны проницаемости и активной фильтрации холодных вод; 4 – область фильтрации холодных вод, участвующих в интенсивном водообмене в пределах гидротермальной системы; 5 – зона разгрузки термальных вод; 6 – область, проницаемая для холодных вод и относительно проницаемая для термальных; 7 – участки, непроницаемые для холодных и термальных вод; 8 – флюидоподводящие каналы (система глубинных разломов) и места внедрения их в водонапорную систему; 9 – геоизотермы, $^{\circ}\text{C}$; 10 – системы трещин, выводящих дифференцированный гидротермальный раствор; 11 – разломы различной степени проницаемости для холодных и термальных вод; 12 – граница зоны перегретых вод; 13 – направление движения холодных трещинных, пластово-трещинных и трещинно-жильных вод; 14 – направление движения термальных вод; 15 – относительный водоупор артезианского бассейна; 16 – термальные источники.

Большебанная и Карымчинская гидротермальные системы расположены в 70 км от краевой столицы – г. Петропавловска-Камчатского. Большебаннные и Малые Банные

источники расположены у северного подножия вулканического массива сопки Горячей, Карымчинские источники – у южного. Рассматриваемый вулканический массив с севера и юга ограничивается глубоко врезанными долинами рек Банной и Правой Карымчины. Гидротермальные системы с точки зрения приуроченности к различным бассейнам рек могут считаться самостоятельными, однако они объединены общим источником теплового питания. Наиболее изученной является Большебанная гидротермальная система, участок разведывался с целью строительства геотермальной станции. Геологоструктурная позиция описываемых систем определяется двумя основными структурными элементами: разнородным фундаментом и перекрывающим его комплексом более молодых вулканитов кислого и умеренно кислого состава (рис. 1.16) [Сережников, Зимин, 1976].

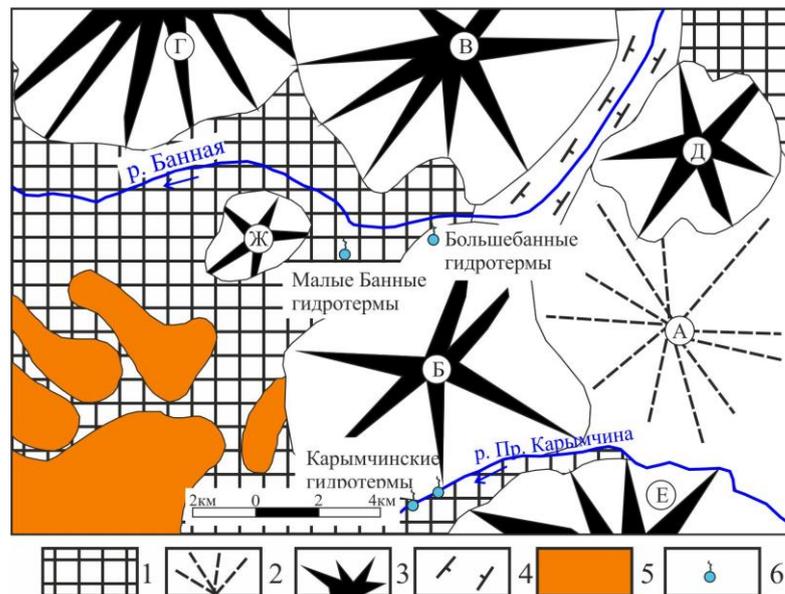


Рисунок 1.16. Палеовулканическая схема района Большебанной и Карымчинской гидротермальных систем [Сережников, Зимин, 1976].

1 – фундамент реставрирующихся вулканических построек; 2 – средне-миоценовые вулканические массивы (А – горы Толстый мыс); 3 – после- средне- миоценовые вулканические массивы (Б – сопки Горячая, В – сопки Ягодная; Г – сопки Шемедоган, Д – правобережье ручья Начикинский, Е – водораздела рек Правой и Средней Карымчины, Ж – Два Брата); 4 – реликты кальдеры; 5 – древнечетвертичные платобазальты; 6 – современные гидротермы.

Естественные термопроявления Большебанной гидротермальной системы связаны с очагами разгрузки термальных вод. Большебанные источники прослеживаются по обоим

берегам р. Банной на протяжении 1.5 км и приурочены к уступу и поверхности террасы, сложенной ледниковыми отложениями, нижним частям склонов долины, пойме и руслу реки. Температура воды источников колеблется от 20 – 30 до 90 – 99 °С, достигая в некоторых воронках на глубине 2.5 – 3 м 102 – 103 °С [Краевой и др., 1976]. По более свежим данным температура грунта на глубине 0.7 – 1 м изменяется от 25 до 75 °С, выделены участки с температурой 75 – 95 °С [Леонов и др, 2008].

Современная гидротермальная деятельность в пределах Карымчинской гидротермальной системы прослеживается в долине р. Правая Карымчина на протяжении 2.5 км, а также по ручью Большому. Термальные источники по пространственному положению разделены на 4 группы: северо-восточную, юго-западную, ручьев Теплого и Большого. Максимальные значения температуры воды в источниках достигают соответственно 70.5; 77.5 и 95 °С, минерализация до 1.1 г/л. Отмечается почти полная идентичность химического состава Карымчинских и Большебанных гидротерм [Краевой и др., 1976].

В работе авторов [Краевой и др., 1976] на основании анализа положения геоизотерм, пьезоизогипс, концентраций основных химических компонентов, в хорошо изученной Большебанной гидротермальной системе и схожих гео-структурных особенностей Карымчинской гидротермальной предложена следующая концептуальная модель представленного района (рис. 1.17). Предполагается наличие общего гипотетического теплового очага, питающего обе системы на глубине порядка 8 км. Учитывая широкое развитие в пределах массива сопки Горячая кислых вулканитов и допуская их парагенетическую связь с эндогенным флюидом, считается, что в результате внедрения и постоянного поступления последнего в верхние горизонты земной коры на протяжении продолжительного геологического времени формировался очаг кислой магмы, обеспечивая интрузивную и эруптивную деятельность. Допускается, что

магматический очаг, сохраняя роль флюидопроводника, существует в недрах массива сопки Горячая и до настоящего времени. Возможность существования магматического очага на глубине подтверждается геоэлектрическими данными [Нурмухамедов, 2017]. Возраст Большебанной гидротермальной системы определен в 180 – 350 млн. лет. (средний – верхний плейстоцен). Карымчинские термопроявления следует считать более молодыми. Водное питание гидротермальных систем осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков на определенной площади бассейнов рек Банная и Карымчина.

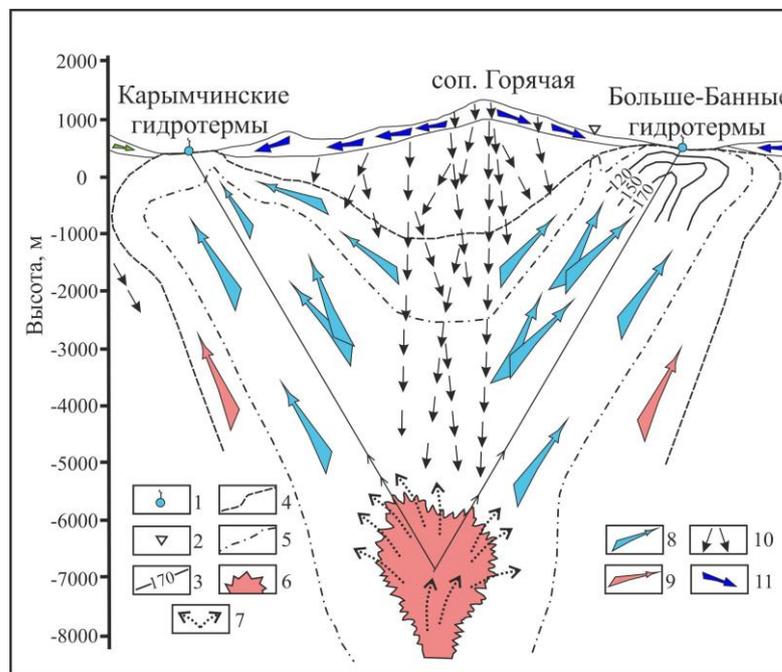


Рисунок 1.17. Гипотетическая схема формирования Большебанной и Карымчинской гидротермальных систем [Краевой и др, 1976].

1 – естественные выходы гидротерм; 2 – слаботермальные проявления за пределами основного очага разгрузки Большебанной гидротермальной системы; 3 – геоизотермы; 4 – контуры зоны распространения термальных вод, связанных с воздействием эндогенного флюида; 5 – контуры зон распространения перегретых вод; 6 – очаг локализации флюида; 7 – направление движения флюида; 8 – направление движения перегретых вод; 9 – направление движения термальных вод; 10 – направление движения вод глубокой и относительно глубокой инфильтрации; 11 – направление движения холодных вод в зоне коры выветривания.

В Паужетско-Камбально-Кошелевском геотермальном (рудном) районе расположены Паужетская и Кошелевская гидротермальные системы. *Кошелевская гидротермальная система* непосредственно связана с одноименным вулканическим массивом олигоцен-

голоценового возраста, состоящим из пяти сросшихся стратовулканов и отдельных моногенных построек (рис. 1.18).

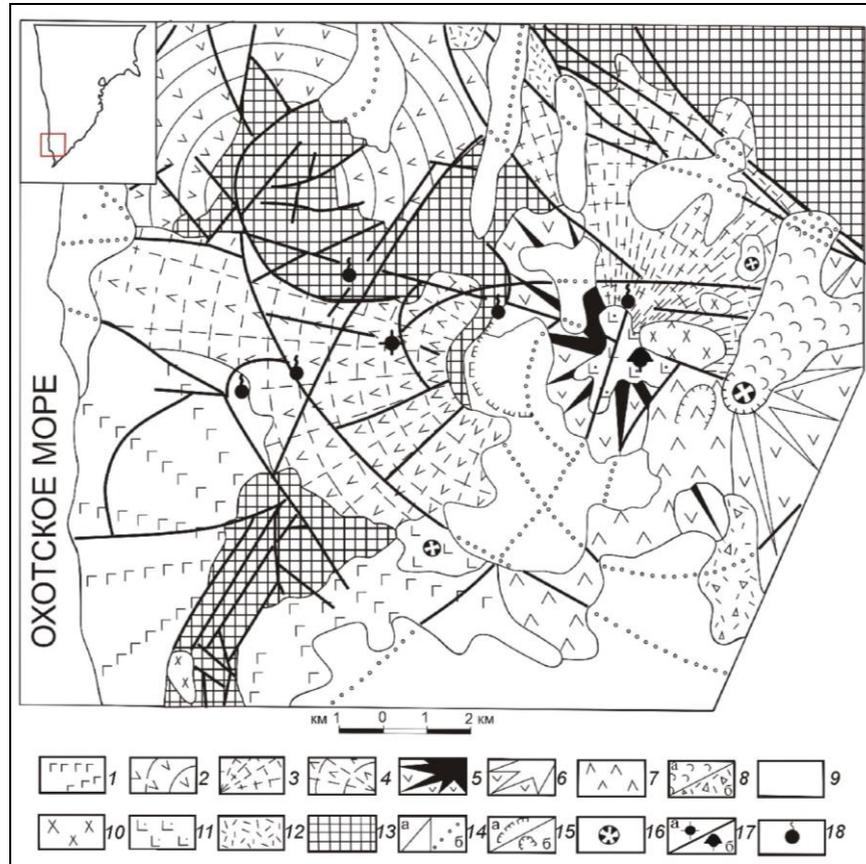


Рисунок 1.18. Схематическая карта геологического строения и термопроявлений Кошелёвского вулканического массива [Вакин и др., 1976].

1, 2 – эффузивные и пирокластические образования нижнечетвертичных вулканов: 1 – вулкан Дед и Баба; 2 – вулкан Третья Речка; 3-8 – эффузивные и пирокластические образования Кошелёвского вулканического массива: 3 – вулкан Древний; 4 – вулкан Западный; 5 – вулкан 1545 (Валентин); 6 – вулкан Восточный; 7 – вулкан Центральный; 8 – образования Активного кратера: а – лавовые потоки, б – отложения направленного взрыва; 9 – рыхлые отложения различного генезиса; 10 – экструзии голоценового возраста: а – дациандезитов и дацитов, б – базальтов; 11-12 – субвулканические интрузии долеритов; 13 – дочетвертичные эффузивы; 14 – разрывные нарушения: а – прослеженные и расшифрованные по аэрофотоснимкам, б – под рыхлыми отложениями; 15 – а – кальдеры; б – эродированные кратеры и воронки взрывов; 16 – кратеры эффузивных и шлаковых конусов; 17 – а – Нижне-Кошелёвское термальное поле; б – Верхне-Кошелёвское термальное поле; 18 – термальные источники.

Массив образован на сочленении южнокамчатского и северокурильского сегментов островной дуги вследствие эволюции крупного периферического магматического очага, расположенного в зоне пересечения региональных разломов С-В и С-З простирания [Долгоживущий ..., 1980; Лебедев, Декусар, 1980; Поздеев, Нажалова, 2008]. Разгрузка

тепла, парогазовой смеси и гидротерм на дневной поверхности происходит в пределах Нижне- и Верхне-Кошелевского термальных полей, а также на отдельных участках структуры Кошелевского вулканического массива. Мощность разгрузок оценивается в 25 и 50 Гкал/с, соответственно [Вакин и др., 1976]. Суммарный вынос тепла парогазовыми струями сопоставим с тепловой мощностью Долины Гейзеров (Камчатка).

Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение разведано в 1975 – 1984 гг. В результате бурения глубоких скважин в интервале 300 – 1200 м от дневной поверхности вскрыто многофазное интрузивное тело (рис. 1.19). Центральная его часть сложена диоритами, выше переходящими в диоритовые порфириды. Апикальная часть представляет собой зону мегабрекчий, сложенную блоками интрузивных и вмещающих пород, сцементированных интрузивными брекчиями. Вмещающими породами являются туфы и туффиты среднего состава, вероятно, плиоценового возраста. Лавоэкструзивный комплекс андезидацитов служит верхним водоупором в гидротермальной системе. На основании гидродинамических испытаний разведочных скважин выделена зона перегретого («сухого») пара, распространяющаяся на глубину более 1500 м и выклинивающаяся на дневной поверхности в районе термального поля. Прогнозные ресурсы месторождения оценены в 210 кг/с сухого пара, что эквивалентно 90 МВт электрической мощности [Писарева, 1987]. Предполагается, что гидрогеологическая структура района Нижне-Кошелевского месторождения гидродинамически связана с Верхне-Кошелевским термальным полем [Поздеев, Нажалова, 2008] и таким образом в недрах Кошелевского вулканического массива может существовать единая крупная гидротермальная система. Прогнозные геотермальные ресурсы этой системы оцениваются ≥ 300 МВт [Стратегия ..., 2001], что ставит ее в один ряд с крупнейшими гидротермальными системами мира.

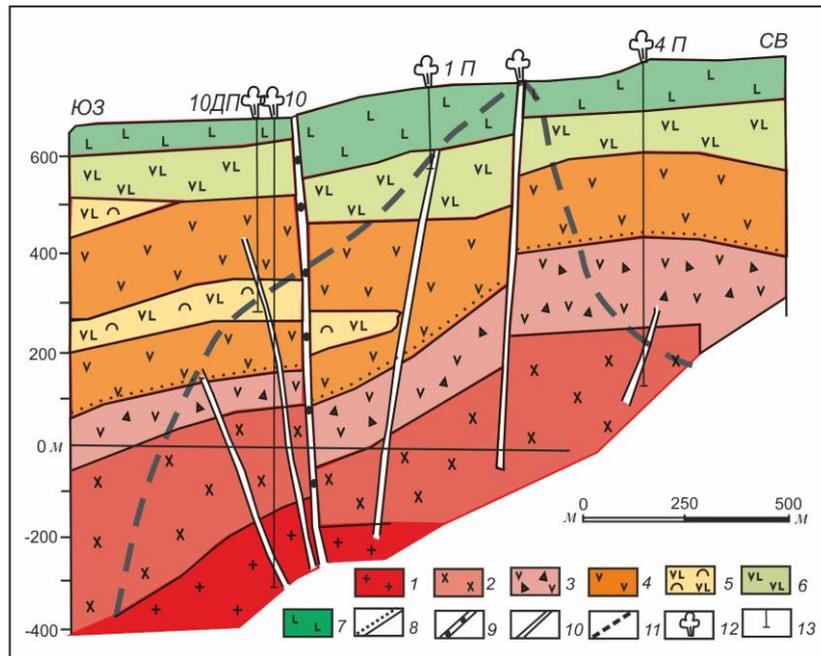


Рисунок 1.19. Геологический разрез Нижне-Кошелёвского геотермального месторождения [Писарева, 1987].

1 – диориты; 2 – диоритовые порфириты; 3 – субинтрузивные ксенобрекчии; 4 – андезиты; 5 – туфы андезибазальтов; 6 – лавы андезибазальтов; 7 – лавы дациандезитов; 8 – граница интрузивно-субвулканического комплекса; 9 – древние разломы, залеченные вторичными минералами; 10 – проницаемые разломы и трещины; 11 – верхняя граница пара; 12 – разгрузка пара; 13 – скважина и ее номер.

По результатам последних детальных геофизических исследований Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН с использованием методов высокоточной гравиметрии, микросейсмического зондирования, магнитометрии и электроразведки (ВЭЗ) уточнено глубинное строение зоны перегретого пара и центральной части Нижне-Кошелёвского месторождения [Нуждаев, 2008; Феофилактов, Нуждаев, 2009, 2011; Абкадыров, Букатов, 2010; Нуждаев, Феофилактов, 2011-2013; Денисов и др., 2015; Феофилактов, 2017; Абкадыров и др., 2010, 2018]. Зона представлена субвертикальными блоками пород, обладающими контрастными петрофизическими свойствами (рис. 1.20). Центральная проводящая зона распространяется на глубину до 2 км; вблизи дневной поверхности она имеет форму чаши, где микропоры в аргиллизированных до гидротермальных глин породах заполнены паро-газовой смесью. На флангах разреза выделяются блоки, характеризующиеся низкими скоростями сейсмических волн. Эти

блоки сложены метасоматитами (разуплотненными паро-водонасыщенными породами), образованными на палеогидротермальном этапе развития системы [Нуждаев, 2008; Феофилактов, Нуждаев, 2011; Рычагов и др., 2018].

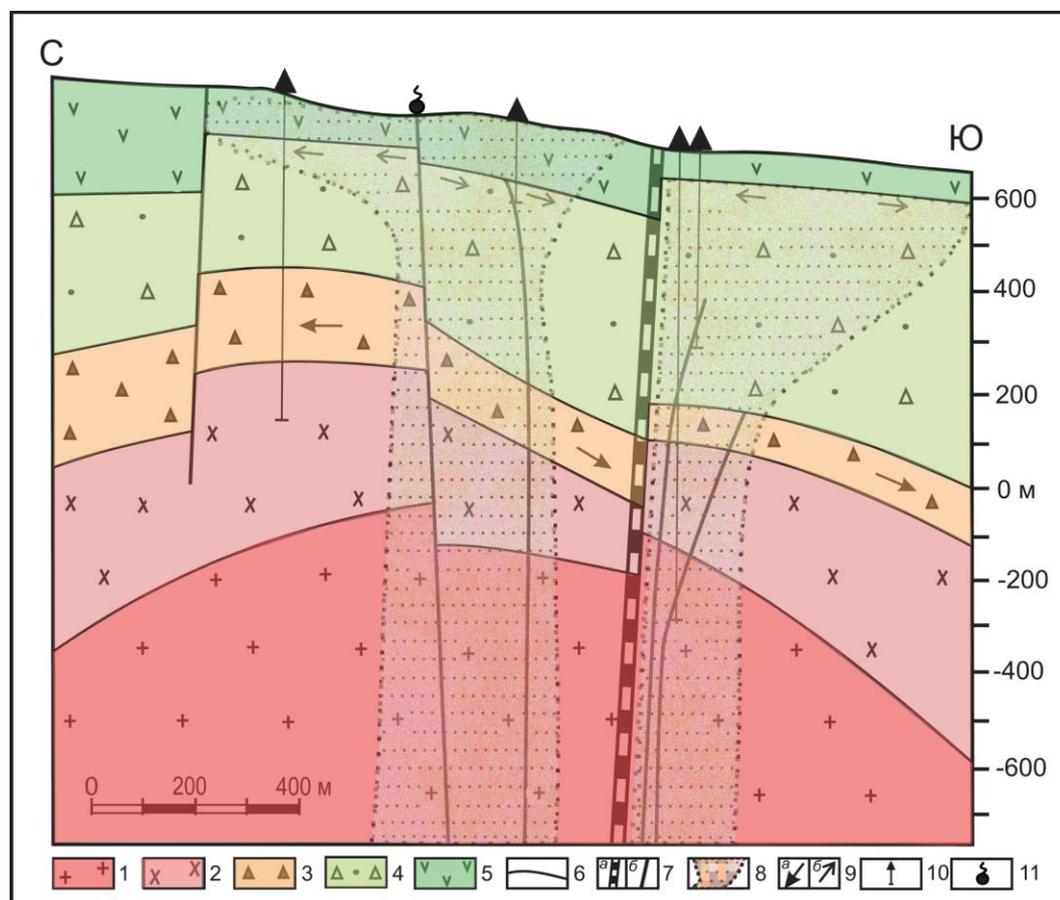


Рисунок 1.20. Концептуальная геолого-геофизическая модель Нижне-Кошелевского пародоминирующего геотермального месторождения [Рычагов и др., 2018]. Использованы материалы поисково-разведочных работ [Писарева, 1987].

1 – диориты; 2 – диоритовые порфириды; 3 – брекчиевая мантия субвулканической интрузии (в обломочной массе – вмещающие вулканогенно-осадочные породы и диоритовые порфириды, цемент – интрузивный); 4 – вулканогенно-осадочные породы; 5 – андезидациты лаво-экструзивного комплекса; 6 – литологические и интрузивные границы; 7 – тектонические разрывные нарушения: а – древние залеченные вторичными минералами, б – современные; 8 – зоны повышенной трещинно-поровой проницаемости для паро-газового флюида; 9 – водные потоки: а – перегретые гидротермы, б – конденсатные и смешанные воды; 10 – скважины; 11 – центральная часть Нижне-Кошелевской термоаномалии.

Паужетское геотермальное месторождение благодаря научным исследованиям и специальным геолого-гидрогеологическим изысканиям в 1955 – 1958 гг. под руководством Б.И. Пийпа, А.Е. Святловского, В.В. Иванова и А.С. Нехорошева было признано перспективным для возможности использования в целях тепло- и

электроснабжения. Это заключение послужило основанием для бурения скважин, проведения комплекса сопровождающих научных и научно-технических работ, гидродинамических испытаний. Таким образом, было установлено Паужетское геотермальное месторождение и построена первая в СССР и России ГеоЭС мощностью 11 МВт (пробный пуск станции произведен в 1966 г., начало устойчивой работы – с 1967 г.). Месторождение расположено в вулкано-тектонической депрессии диаметром 20 – 25 км среднечетвертичного возраста [Долгоживущий ..., 1980] (рис. 1.21).

Строение месторождения представлено вулканогенно-осадочными, вулканическими и интрузивными породами основного, среднего и кислого состава, от миоценового до плейстоценового возраста [Структура ..., 1993]. Наиболее изученная верхняя часть разреза сложена потоками лав андезидацитов и андезибазальтов, образованных на этапе формирования тектоно-магматического поднятия Камбального хребта, а также туфами и туффитами Верхнепаужетской подсветы и верхнечетвертичными отложениями Паужетского грабена. Разгрузка тепла на дневной поверхности происходит на нескольких термальных полях: Восточно-, Верхне-, Южно- и Нижне-Паужетском, а также на «теплых почвах» в долине р. Паужетка. Термальные поля приурочены к приподнятым тектоническим (тектоно-магматическим ?) блокам, по границам которых происходит подъем к дневной поверхности высокотемпературных гидротерм (до 220 °С на глубине 600 – 800 м); в трещинно-брекчиевых зонах внутри блоков и на их границах происходит смешение термальных вод с инфильтрационными метеорными водами.

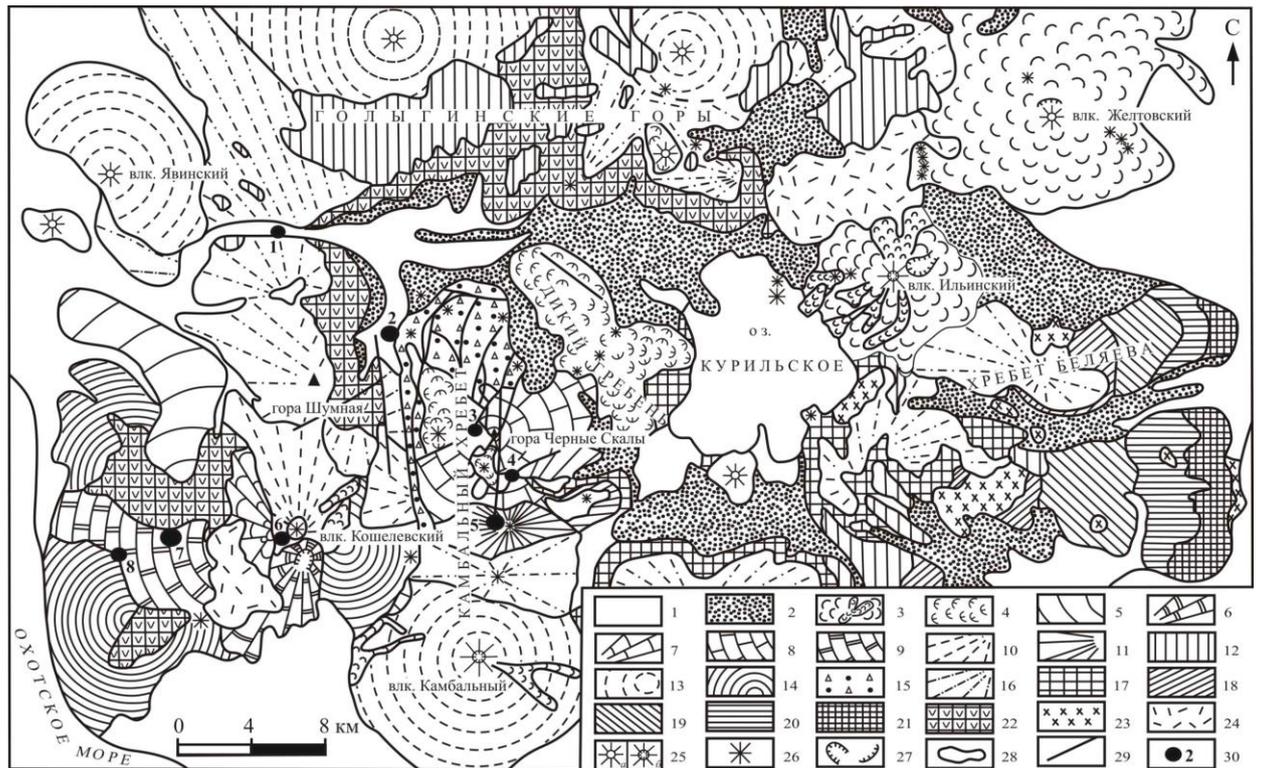


Рисунок 1.21. Схематическая геологическая карта Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального (рудного) района [Белоусов, 1978].

1-3 – голоценовые отложения: 1 – аллювиальные, пролювиальные и ледниковые, 2 – пирокластические пемзовые, 3 – базальты и андезибазальты действующих вулканов и отдельные потоки лав; 4-6 – верхнеплейстоцен-голоценовые отложения: 4 – дацитовые и риолитовые экструзивные куполы и их лавовые потоки, 5 – андезиты Восточно-Кошелевского вулкана, 6 – андезибазальты Центрально-Кошелевского вулкана; 7-8 – верхнеплейстоценовые отложения: 7 – андезиты вулкана Валентин, 8 – андезибазальты вулкана Черные Скалы; 9-12 – среднеплейстоценовые отложения: 9 – андезиты Западно-Кошелевского вулкана, 10 – базальты Древне-Кошелевского вулкана, 11 – андезибазальты Камбального хребта, 12 – игнимбриты и спекшиеся туфы риодацитов и риолитов Голыгинского хребта; 13 – ниже-среднеплейстоценовые вулканы базальтового и андезибазальтового составов; 14 – нижеплейстоценовые лавы и туфы базальтов и андезибазальтов; 15-16 – верхнеплиоцен- средне- и нижеплейстоценовые отложения: 15 – вулканогенно-осадочные породы паужетской свиты, 16 – лавы и туфы древних вулканов; 17-21 – верхнемиоцен-нижеплиоценовые осадочно-вулканогенные отложения: 17 – конгломераты и песчаники, реже туфы и лавы базальтов, 18 – туфы и лавы базальтов, туфоконгломераты, 19 – туфобрекчии и туфоконгломераты, 20 – грубообломочные туфы и лавы базальтов, 21 – песчаники и конгломераты, реже – туфы; 22 – миоценовые, преимущественно, вулканогенные нерасчлененные отложения; 23 – верхнемиоцен-плиоценовые субвулканические интрузии диоритов и диоритовых порфиритов; 24 – рыхлые отложения различного генезиса и возраста; 25-27 – вулканические морфоструктуры: 25 – конусы вулканов (*a* – простые, *b* – с вершинным кратером), 26 – шлаковые конусы, мелкие моногенные вулканы и экструзии, 27 – кальдеры и остатки бортов кальдер; 28 – литологические границы; 29 – разрывные тектонические нарушения; 30 – крупные термопроявления: 1 – Первые Горячие Ключи, 2 – Паужетское геотермальное месторождение, 3-5 – группы термальных полей Камбального хребта: 3 – Северо-Камбальная, 4 – Центрально-Камбальная, 5 – Южно-Камбальная; 6-7 – термоаномалии Кошелевского вулканического массива: 6 – Верхне-Кошелевская, 7 – Нижне-Кошелевская; 8 – Сивучинские термальные источники.

Вероятно, выделяемые структуры в недрах Паужетского месторождения контролируют геотермальные процессы и, более того, с ними могут быть связаны источники тепла для Паужетской гидротермальной системы (рис. 1.22). Подробно останавливаться на особенностях строения Паужетской гидротермальной системы не будем, т.к. этому вопросу посвящен отдельный раздел в данной работе. Считается, что источник тепла для Паужетской гидротермальной системы может быть наведенным: находится в недрах Камбального хребта [Паужетские ..., 1965] или в структуре Кошелевского вулканического массива [Воронков, 1983; Воронков и др., 1985]. В связи с полученными в последние годы новыми данными эти концепции требуют уточнения [Калачева и др., 2016; Рычагов и др., 2018; Феофилактов и др., 2017, 2020, 2021].

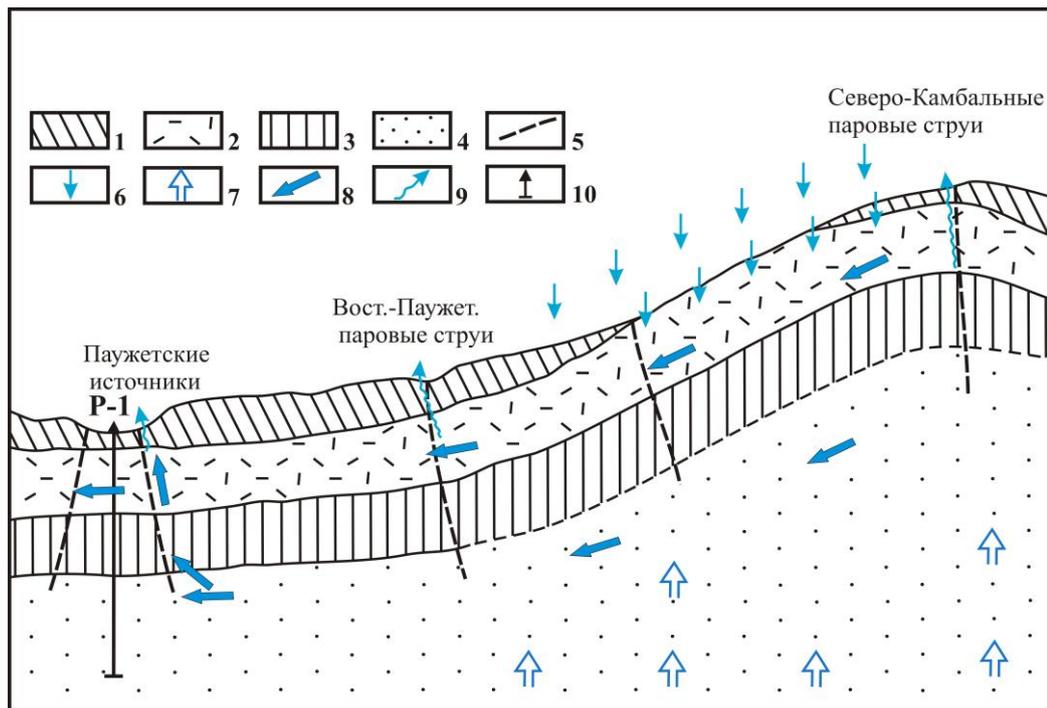


Рисунок 1.22. Концептуальная схема формирования и разгрузки Паужетских гидротерм [Паужетские ..., 1965].

1 – алевропелитовый чехол; 2 – псефитовые туфы; 3 – спекшиеся туфы; 4 – туфопесчаники; 5 – разломы; 6 – инфильтрационные воды; 7 – эндогенный пар; 8 – высокотермальные воды; 9 – паровые струи; 10 – скважины.

1.3. Роль современных геофизических методов в исследовании геотермальных районов, систем и месторождений мира

В нашей стране и за рубежом геофизическим методам исследований в геотермии уделяется большое внимание для решения, в первую очередь, структурных задач. На примере крупнейших геотермальных районов мира (Гейзерс – США, Лардерелло-Травале – Италия, Курило-Камчатская провинция – Россия, и др.) с помощью сейсморазведочных работ (КМПВ – корреляционный метод преломленных волн и МОВЗ – метод обменных волн землетрясений), магнитотеллурического зондирования и гравиметрии изучено строение кристаллического фундамента геотермальных артезианских бассейнов, выделена система региональных тектонических блоков и глубинных разломов, контролирующих конвективные потоки тепла; определено положение магматических и флюидных питающих систем [Апрелков и др., 1979; Долгоживущий ..., 1980; Gianelli et al., 1997; Stimac et al., 2001]. Использование традиционных и разработка новых подходов и методов геофизических исследований позволило существенно продвинуться в изучении строения современных гидротермальных систем и геотермальных месторождений многих регионов мира: Северной и Центральной Америки, Северной Африки, Западной Европы, Юго-Восточной Азии, Российского Дальнего Востока [Комплексные ..., 1985; Benz et al., 1992; Bernabini et al., 1995; Мороз и др., 2013; Газогидротермы ..., 2013]. Развитие геофизических исследований в значительной степени обусловлено интересом мирового сообщества к геотермальным ресурсам, как возобновляемым источникам тепловой и электрической энергии [Lund, Boyd, 2015; Blazquez et al., 2022]. В связи с этим, основной объем информации в последние годы получен при изучении современных гидротермальных систем и геотермальных месторождений.

Магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) и его модификации остаются наиболее часто используемыми геофизическими методами при исследованиях в геотермии,

поскольку основаны на изучении естественного переменного электромагнитного поля Земли в широких интервалах глубин: от десятков метров до первых километров (АМТЗ), до десятков (МТЗ) и сотен километров (ГМТЗ) [Бердичевский, Дмитриев, 2009; Spichak, Manzella, 2009]. С помощью МТЗ выделяются аномальные области в структуре земной коры геотермальных районов, чаще всего интерпретируемые как гидротермально измененные высокопористые флюидонасыщенные породы. Отрицательные аномалии (пониженных электрических сопротивлений горных пород) образуют локализованные области в гидротермальных системах, приуроченных к вулканическим кальдерам и рифтовым структурам [Мороз и др., 2013; Lichoro, 2015; Omiti, 2015]. В основном, зоны пониженных сопротивлений коррелируют с интенсивно гидротермально измененными (аргиллизированными) породами и современными проницаемыми для инфильтрационных минерализованных растворов тектоническими нарушениями, и косвенно отражают изменения температуры геологической среды [Los Bafios et al., 2010; Bertrand et al., 2013; Karlsdottir et al., 2015; Cherkose, Saibi, 2021; Cheng et al., 2022]. Магнитотеллурические данные позволяют выделять структурные элементы палеогидротермальных систем: в Центральной разломной зоне Филиппин аномалии относительно высоких электрических сопротивлений приурочены к неизменным интрузивным телам, низких сопротивлений – к осадочным породам и интенсивно иллитизированным и смектитизированным диоритовым массивам с золото-медной минерализацией [Africa et al., 2015; Aoyama et al., 2022]. Вместе с тем, методы магнитотеллурического зондирования не позволяют получать однозначные результаты при изучении районов, характеризующихся расчлененным рельефом и высокой неоднородностью геологической среды, что в большей степени характерно для областей современного вулканизма [Arnason et al., 2010; Chiang et al., 2021]. Кроме того, магнитотеллурические исследования, в основном, направлены на решение задач регионального характера.

Современные методы и аппаратура сейсмологических исследований позволяют, прежде всего, определять местоположение и физические параметры (размеры, границы) геотермальных резервуаров в пародоминирующих системах. Зоны перехода жидкость-пар [Жатнуев и др., 1996] характеризуются высокой микросейсмичностью вследствие кипения перегретого флюида [Dangel et al., 2003], что дает возможность исследовать объемную структуру этих областей с помощью сейсмической томографии [Husen et al., 2004; Delliansyah et al., 2015; Sato et al., 2022]. В последние годы разработаны методики выделения пародоминирующих геотермальных резервуаров и глубинных резервуаров перегретых вод, учитывающие эффект поглощения волн низкой частоты во флюидонасыщенных зонах [Горбатилов и др., 2008; Buness et al., 2010; Casini et al., 2010; Sanchez-Pastor et al., 2021]. Так, при непосредственном участии диссертанта показано строение области кипения гидротерм Нижне-Кошелевского геотермального месторождения (Южная Камчатка): зона сухого пара локализуется не в единой объемной структуре, как было отмечено в работе [Писарева, 1987], а в субвертикальных каналах мощностью до 150 – 200 м, погружающихся в апикальную часть многофазной интрузии диоритов – диоритовых порфиритов [Рычагов и др., 2018]. Более традиционными являются исследования микросейсмичности, посвященные определению геометрии разрывных тектонических нарушений, контролирующих потоки инфильтрационных вод в геотермальных месторождениях [Wolfe, 2007; Mujihardi et al., 2015]. Геотермальные резервуары являются высоко динамичными системами: Р-Т параметры среды могут меняться как под влиянием флуктуаций глубинного флюида, так и сезонного изменения водного масс баланса. Эту особенность современных гидротермальных систем различного гидродинамического типа (паро- и вододоминирующих) активно используют для сейсмического мониторинга физических параметров геотермальной среды [Clarke et al., 2009; Bannister et al., 2010; Мoya, Taylor, 2010; Gritto, Jarpe, 2014]. Таким образом,

сейсмические исследования вносят существенный вклад в изучение строения геотермальных систем и месторождений.

Большой научный и практический интерес представляют прецизионные гравиметрические исследования на геотермальных месторождениях. Помимо решения традиционных задач – выделения интрузивных тел и тектонических блоков пород с повышенной плотностью [Kusumah et al., 2010; Martakusumah et al., 2015; Mulugeta et al., 2021], гравиметрические исследования считаются перспективными для мониторинга изменения физических параметров среды в процессе эксплуатации геотермальных месторождений [Allis, Hunt, 1986; Nordquist et al., 2004; Cabezas, 2010]. Так, Дж. Нишиджима с коллегами установили изменение поля силы тяжести в продуктивных зонах геотермального месторождения Такигами (Япония) за период с 1990 по 2004 гг., в среднем, на 50 – 75 мкГал [Nishidjima et al., 2010]. На геотермальном поле Вайракей (Новая Зеландия) за 30 лет эксплуатации Δg продуктивных зон уменьшилась на 1000 мкГал [Allis, Hunt, 1986]. Кроме того, в результате гравиметрического мониторинга установлены сезонные колебания поля силы тяжести, что отражает изменение баланса масс в гидротермальной системе вследствие дополнительного притока метеорных вод [Sofyan et al., 2010; Nishidjima et al., 2015]. Таким образом, изменения поля силы тяжести в структуре гидротермальных систем связаны с динамикой потоков гидротерм и метеорных вод. В подтверждение этого тезиса обратим внимание на эксперимент, проведенный на геотермальном поле Серро-Прието (Мексика) с помощью электромагнитных наблюдений: электрическая проводимость среды меняется после землетрясений при сохранении общей структуры флюидонасыщенных зон. Поскольку геотермальное поле находится в области влияния глубинного активного разлома, авторы исследований объясняют этот феномен поступлением значительных масс минерализованных растворов в зону разлома, как отклик на изменение деформационного поля Земли [Cortes-Arroyo et al., 2015].

Наземные магнитометрические и аэромагнитные исследования традиционно проводятся, в основном, в слабо изученных геотермальных районах с целью выделения зон разломов и полей гидротермально измененных пород [Ebbing et al., 2009; Aboud et al., 2011; Soengkono, 2015]. Но в сочетании с другими данными несут дополнительную информацию о структуре и физических свойствах геотермальной среды.

В целом, необходимо отметить следующую устойчивую тенденцию в новейших геофизических исследованиях в геотермии: проведение комплексных геофизических работ и интерпретация данных на основе обобщения материалов детальных геолого-гидрогеологических и минералого-геохимических исследований [Idral, 2010; Idral et al., 2015; Mwakirani, 2015; Chiang et al., 2021; Blazquez et al., 2022]. Такая методология обеспечивает максимальную достоверность результатов и используется в настоящей работе.

Выводы к главе

Крупнейшие геотермальные месторождения мира, в том числе Камчатки приурочены к современным газо-гидротермальным системам, которые образуются в различных геодинамических обстановках (структурах): зонах структурных нарушений на границе океанической и континентальной тектонических плит; вулканических островных дугах; областях высокой тектоно-магматической активности. Все эти структуры характеризуются высоким конвективным тепловым потоком, который определяется подъёмом магматических расплавов и флюидов в нижней части земной коры, а затем внедрением в верхние горизонты земной коры интрузий от среднего до кислого состава.

Таким образом, газо-гидротермальные системы имеют магматический источник тепла и глубинных флюидов. Образованы за счет внедрения гранитоидных интрузий во вмещающие метаморфические породы и создания ореола трещинно-брекчиевых зон над и

вокруг приподнятых тектоно-магматических блоков. Водное питание гидротермальных систем происходит за счет поступления воды метеорного и морского происхождения. Тепловое питание определяют дифференцированные магматические очаги и многофазные интрузивные тела различного состава.

Геотермальные резервуары пародоминирующего типа (зоны перехода жидкость-пар) [Жатнуев и др., 1996] имеют, как правило, трёхъярусное строение. Область перегретых растворов («сухого пара») локализуется над источником магматического тепла (остывающими многофазными интрузиями) в вулканических породах, характеризующихся повышенной трещино-поровой проницаемостью (туфы и брекчии). Над этой зоной образуется область конденсации паро-газового флюида, что приводит к массовому залечиванию открытых пор и трещин вторичными минералами и созданию дополнительного водоупора и теплоизолирующего горизонта до 1000 м [Рычагов и др., 2002]. В основании области кипения залегает высокотемпературный вододоминирующий резервуар, приуроченный к сложной по составу мегабрекчиевой мантии многофазных интрузий. В зоне перехода жидкость-пар происходит активная миграция рудных химических соединений, создание минеральной рудной зональности и транспорт комплексных соединений минералов из глубинных горизонтов в зону гипергенеза геотермальных аномалий.

В изучении структурных особенностей строения геотермальных месторождений большой вклад принадлежит геофизическим исследованиям. Современные методы и подходы позволяют с высокой точностью проводить измерения, что приводит к хорошей достоверности полученных моделей среды. К основным методам, применяемым на месторождениях, относятся гравиметрия, магнитометрия, электроразведочные и сейсмические методы. Следует отметить тенденцию новейших геофизических исследований в геотермии: проведение комплексных геофизических работ и

интерпретацию данных на основе обобщения материалов детальных геолого-гидрогеологических и минералого-геохимических исследований. Такая методология обеспечивает максимальную достоверность результатов и используется в настоящей работе.

ГЛАВА 2. Паужетский геотермальный район, одноименные гидротермальная система и геотермальное месторождение

2.1. История изучения Паужетского месторождения

Первые сведения о геотермальных источниках Паужетского района относятся к 18 веку. Знаменитый русский исследователь С.П. Крашенинников довольно подробно описал «горячие ключи, фонтаны, озера», расположенные в долине реки «Пауджа» [Крашенинников, 1755]. Эти необычные и яркие проявления современных геологических процессов привлекали внимание многих ученых и естествоиспытателей 19 – 20 веков [Комаров, 1912; Новограбленов, 1932; Семенов, 1988; и др.; Стеллер, 1999; Дитмар, 2009]. В советское время были проведены систематические геологические, геофизические и гидрогеологические исследования в Паужетском районе и непосредственно на площади разгрузки термальных источников с целью характеристики условий их формирования, картирования термоконтролирующих гидрогеологических структур, изучения бальнеологических свойств растворов, и др. [Пийп, 1937; Иванов, 1956, 1961; Аверьев, 1961]. На основании постановления Президиума АН СССР от 15.03.1954 г. и проведения в 1955 – 1957 гг. гидрогеотермических изысканий А.С. Нехорошевым и В.В. Ивановым было сделано заключение о наличии в недрах Паужетской гидротермальной системы перегретых термальных вод. Проведено бурение первых скважин, оценены прогнозные геотермальные ресурсы и оконтурено геотермальное месторождение [Паужетские..., 1965]. Построена первая в СССР Паужетская ГеоЭС электрической мощностью 5 МВт на начальном этапе ее работы и 11 МВт в последующем, устойчиво работающая с 1967 г. до настоящего времени. Более подробно история выделения Паужетского геотермального месторождения описана в работе [Сугробов и др., 2016; Рычагов, 2017]. Продолжение

бурения скважин (вплоть до 1980-х гг.), режимные гидрогеохимические наблюдения и тематические исследования позволили уточнить строение геотермального месторождения.

2.2. Геологическая характеристика Паужетского геотермального района, гидротермальной системы и геотермального месторождения

Паужетско-Камбально-Кошелевский геотермальный (рудный) район (уточненное название Паужетского района [Рычагов, 2003, 2009] входит в состав Южно-Камчатской геотермальной провинции [Аверьев, 1966; Сугробов, 1979] и расположен в пределах внутренней зоны Курило-Камчатской островной дуги на сочленении трех основных вулканических поясов Камчатки [Апрелков, 1971]. Район занимает центральное положение в субкольцевой тектоно-магматической структуре, представляющей собой пологий аккумулятивно-тектонический свод размером 35×50 км, осложненный вулканотектонической депрессией (кальдерой ?) четвертичного возраста [Долгоживущий ..., 1980]. Таким образом, Паужетско-Камбально-Кошелевский геотермальный (рудный) район отождествляется с южнокамчатским длительноживущим вулканогенно-рудным центром [Прогнозная ..., 1977]. В развитии района выделяется три структурных яруса: нижний представлен вулканогенно-осадочными породами олигоцен-среднемиоценового возраста, вмещающими многофазные интрузивные тела от габбро до плагиогранитов; средний образован вулканогенно-осадочными толщами среднего миоцена – плиоцена; верхний ярус отвечает за четвертичный этап развития островной дуги и сложен лавами, туфами и интрузивными породами плейстоцен-голоценового возраста среднего и кислого состава [Геолого-геофизический ..., 1987]. Район включает три основные геолого-гидрогеологические структуры, определяющие его строение и контролирующие положение геотермальных месторождений: Паужетскую гидротермальную систему, Камбальный вулканический хребет и Кошелевский вулканический массив [Структура ...,

1993]. Структуры образованы на четвертичном этапе развития Курило-Камчатской островной дуги, в их основании залегают породы среднего яруса, включающие рудопроявления золото-сульфидного типа.

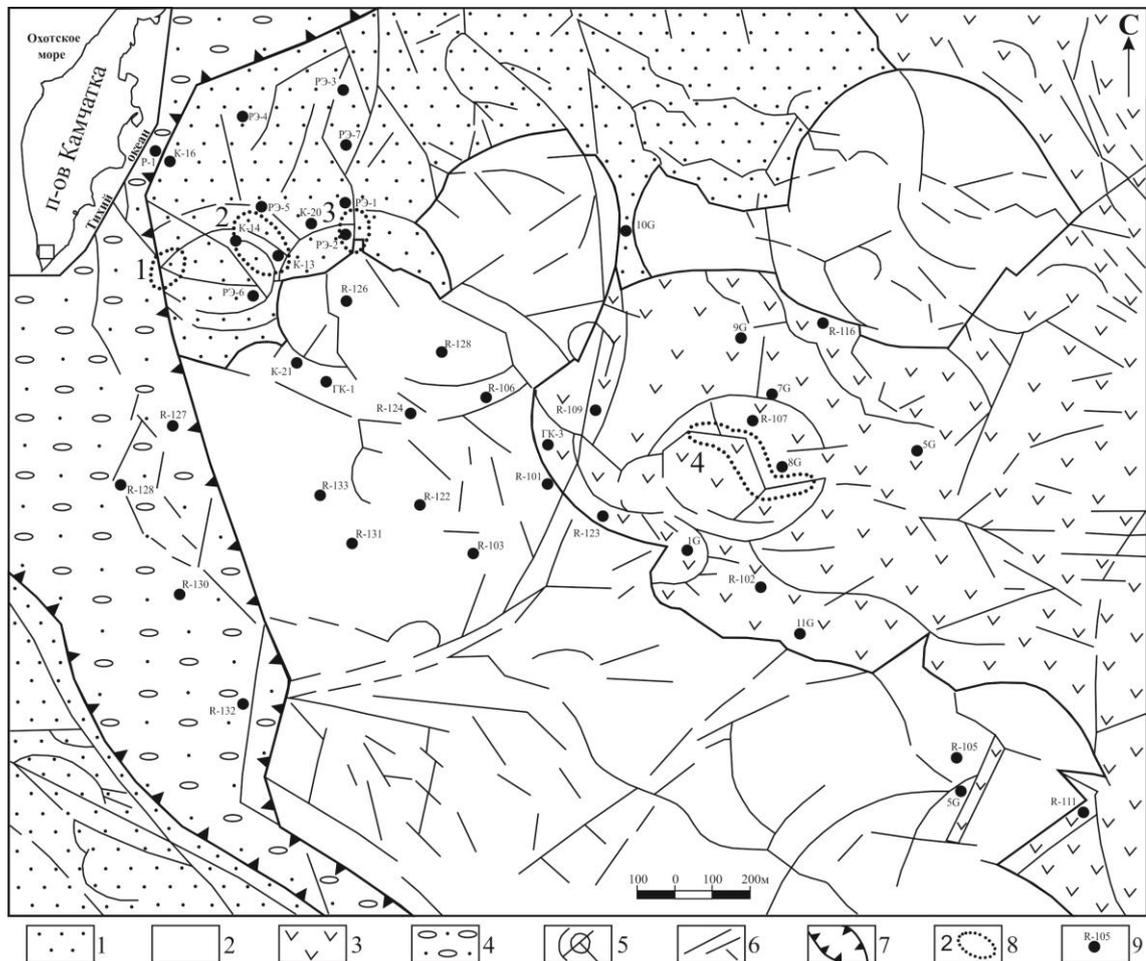


Рисунок 2.1. Схематическая геологическая карта Паужетской гидротермальной системы [Структура ..., 1993].

1 – туффи́ты и туфы верхнепаужетской подсвиты верхний неоген -нижнечетвертичного возраста; 2 – лаво-экструзивный комплекс пород кислого состава среднечетвертичного возраста; 3 – андезиты и андезибазальты среднечетвертичного возраста; 4 – аллювиальные валунно-галечные отложения; 5 – кольцевые тектонические нарушения, оконтуривающие приподнятые блоки пород и контролирующие положение термальных полей; 6 – система линейных тектонических нарушений; 7 – Паужетский грабен верхнечетвертичного возраста; 8 – термальные поля: 1 – Южно-Паужетское, 2 – Верхне-Паужетское, 3 – Нижне-Паужетское, 4 – Восточно-Паужетское; 9 – скважины.

Паужетская гидротермальная система приурочена к центральной части одноименной вулcano-тектонической депрессии [Долгоживущий ..., 1980] (кальдере по другим литературным источникам) и отражает современный (голоценовый) этап развития длительноживущей Паужетской гидротермально-магматической системы, подробная

информация о которой изложена в книге [Структура ..., 1993]. Поэтому кратко остановимся на характеристике строения современной гидротермальной системы (рис. 2.1).

Паужетская гидротермальная система относится к вододоминирующему типу. В ее структуре выделяется два водоносных горизонта: верхний представлен псефитовыми и крупнообломочными туфами средне- и нижнепаужетской подсвит, нижний приурочен к агломератовым туфам алнейской свиты (рис. 2.2). Водоносные горизонты разделены двумя водоупорными толщами: верхний водоупор представлен туффитами верхнепаужетской подсвиты, нижний – гольгинскими игнимбритами. Роль водоупора, по-видимому, выполняют и анавгайские песчаники, залегающие в основании разреза [Паужетские ..., 1965; Белоусов, 1978; Структура ..., 1993]. Считается, что водоносные горизонты связаны между собой отдельными субвертикальными разломами, по которым происходит смешение термальных вод на глубине и подъем к дневной поверхности [Белоусов и др., 1976]. Глубинные термальные воды нейтральные до слабощелочных гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные. В катионном составе преобладает кальций, присутствует аммоний, бор; отмечаются повышенные концентрации золота, редких щелочных и др. элементов [Королева и др., 1993]. Температура растворов нижнего водоносного горизонта достигает 220 °С [Паужетские ..., 1965]. На основании детальных петрофизических, петрографических и минералого-геохимических исследований установлено, что структурами, контролирующими интенсивное смешение термальных и метеорных вод, а также разгрузку восходящих парогидротерм в районе термальных полей, являются приподнятые тектонические и (или) тектоно-магматические блоки [Пампура, Сандиминова, 1991; Структура..., 1993]. Один из таких блоков, к которому приурочено Верхне-Паужетское термальное поле, расположен в центральной части Паужетского геотермального месторождения (рис. 2.1, 2.2).

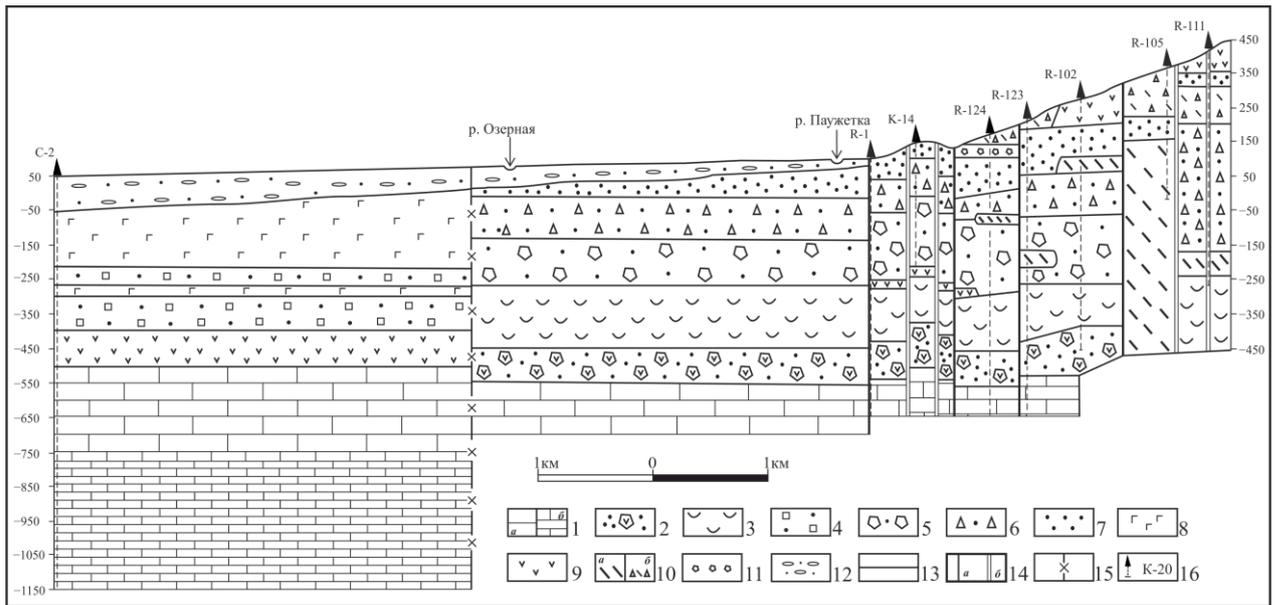


Рисунок 2.2. Геологический разрез района Паужетской гидротермальной системы [Структура ..., 1993; Феофилактов и др., 2021].

1 – вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники анавгайской серии: а – с прослоями гравелитовой размерности, б – мелко-тонкообломочные отложения основания разреза; 2 – агломератовые туфы (туфобрекчии) андезибазальтового состава, алнейская серия; 3 – риолитовые кристаллолитовитрокластические псефитовые туфы, голыгинская свита; 4 – нерасчлененные туфы и туффиты паужетской свиты; 5 – грубообломочные литовитрокластические туфы андезитового состава, нижнепаужетская подсвита; 6 – псефитовые туфы андезидацитового состава, среднепаужетская подсвита; 7 – туфогенноосадочные отложения дацитового и андезидацитового состава, верхнепаужетская подсвита; 8 – базальты магматического комплекса г. Ключевской, предположительно среднечетвертичного возраста; 9 – андезибазальты, предположительно алнейской серии; 10 – средне-верхнечетвертичные экструзии (а) и лавы (б) дацитов; 11 – лавобрекчии оснований потоков лав и краевых частей экструзивных тел; 12 – аллювиальные валунно-галечные отложения; 13 – литологические и интрузивные границы; 14 – тектонические нарушения: а – разломы, б – зоны повышенной трещиноватости пород; 15 – условная граница Ключевского магматического комплекса (левая часть разреза) и литологического комплекса Паужетской вулcano-тектонической депрессии; 16 – поисковые и разведочные скважины.

В структуре блока выделена мощная длительноживущая зона перехода жидкость-пар (кипения гидротерм) [Жатнуев и др., 1991]. В приповерхностных горизонтах блока образованы брекчии тектонического или гидротермального (гидротермально-метасоматического ?) происхождения, цемент которых представлен кварц-адуляровыми метасоматитами. К этим новообразованным породам приурочен комплексный рудный геохимический барьер (Au-Ag-As-B-K-Li-Rb) [Жатнуев и др., 1991, 1996]. Вероятно, эти метасоматиты образованы на более раннем этапе развития гидротермальной системы, они были установлены также в других блоках структуры

[Структура ..., 1993]. Кварц-адуляровые метасоматиты, несмотря на высокую кавернозность, характеризуются большей плотностью и меньшей проницаемостью для гидротермальных растворов по сравнению с окружающими пирокластическими породами паужетской свиты.

2.3. Термальные поля Паужетского геотермального месторождения

Расположение и характер термопроявлений на Паужетском месторождении в значительной мере обусловлены его геолого-структурными особенностями. Термальные воды расположены в толще псефитовых туфов, перекрытой сверху аллевропеллитовым чехлом, играющим роль относительного водоупора. Термопроявления в южной части Паужетского месторождения приурочены к зонам дробления (трещиноватости) водоупорного горизонта, в северной части водоупорный горизонт отсутствует поэтому здесь наблюдается рассредоточенная разгрузка терм. В период разведки и бурения на Паужетском месторождении присутствовали многочисленные термальные источники, рассредоточенные по всей северной и центральной части месторождения. Дано описание пульсирующих источников и двух гейзеров, которые прекратили свое существование после буровых разведочных работ [Паужетские ..., 1965]. В настоящее время в северной части площади поверхностных термопроявлений практически нет. Наиболее активные участки располагаются в центральной части Паужетского месторождения (Верхне-Паужетское, Южно-Паужетское, Нижне-Паужетское термальные поля) и восточной части (Восточно-Паужетское термальное поле).

Верхне-Паужетское термальное поле расположено на абсолютных отметках 150 – 180 м на возвышенности (рис. 2.3). Поле имеет размеры в плане 150 × 200 м (граница термоаномалии обозначена по изотерме 20 °С на глубине 0.6 – 0.8 м) и вытянуто в СЗ направлении по пологопадающей поверхности. Термопроявления представлены

грязеводными котлами, парогазовыми струями и парящими грунтами (под грунтами здесь и далее понимаются обломочные отложения, чаще всего делювиального происхождения, образующие чехол аргиллизированных дисперсных пород на поверхности термальных полей [Вакин и др., 1976; Трофимов и др., 2005]). В центре поля выделяется крупный, диаметром 8 – 10 м, грязеводный пульсирующий котел. К центральной части также приурочены отдельные мелкие возвышенности (термальные бугры), характеризующиеся наиболее прогретыми грунтами (98 – 105 °С). Температура водной фазы не превышает 98 °С, парогазовой – достигает 103.5 – 108.5 °С. Разгружающиеся на дневной поверхности термальные воды слабокислые (рН=3.5-5.5) сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатные сложного катионного состава (Ca-Na-Mg-K-NH₄-Fe-Al-...), общая минерализация не более 0.8 – 1.0 г/л. В свободном и растворенном сухом газе преобладает углекислый газ. Вблизи дневной поверхности образуются гидротермальные глины в виде непрерывной толщи [Рычагов и др., 2009], границы которой не определены (выходят за пределы изотермы 20 °С).

В долине ручья Быстрый расположено *Нижне-Паужетское термальное поле*. На левом крутом склоне долины расположена группа высокотемпературных источников с температурами 89 – 93 °С. У основания склона и в долине реки выходы терм образуют кипящие котлы с паровыми струями. Длина площадки не более 40 м.

Южно-Паужетское термальное поле расположено в основании склона правобережной высокой террасы реки Паужетка. Площадка представляет собой прогретый участок 30 × 40 м. Гидротермальная деятельность представлена небольшими парогазовыми струями. Температура грунтов на глубине 80 см достигает 106 °С.

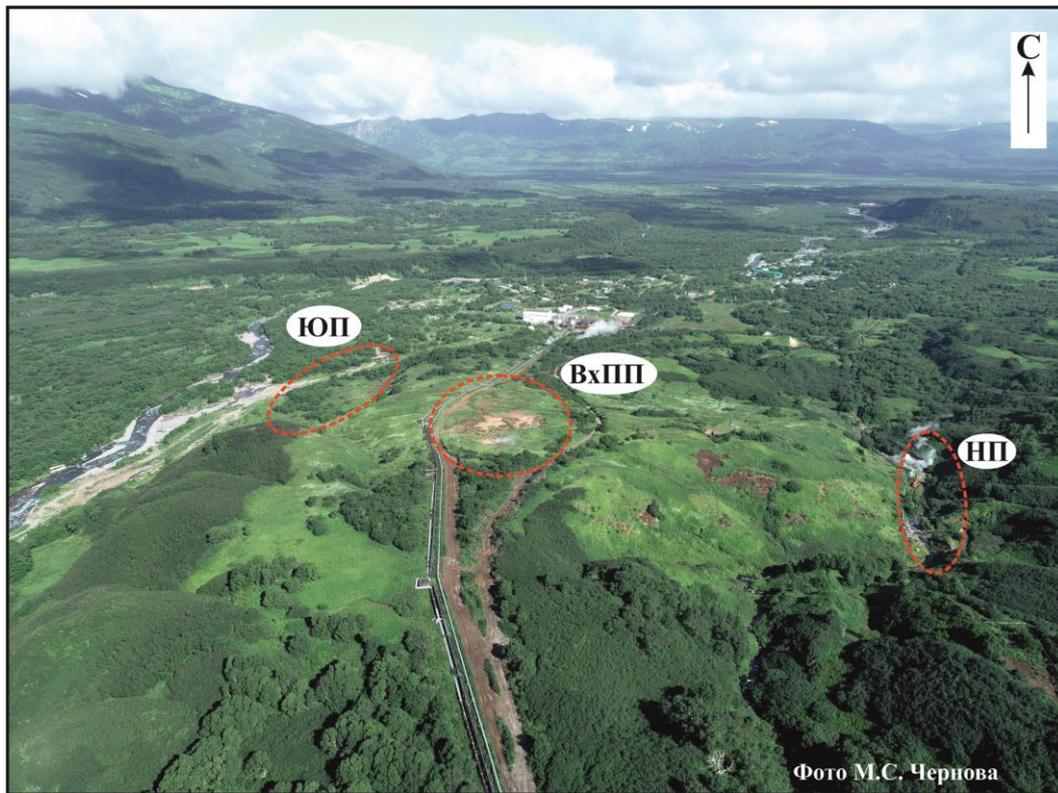


Рисунок 2.3. Обзорная фотография центральной части Паужетского геотермального месторождения с указанием термальных полей. На втором плане видно Паужетскую ГеоЭС и одноименный поселок.

Пунктиром обозначены участки гидротермальных разгрузок: ЮП – Южно-Паужетское, ВхПП – Верхне-Паужетское, НП – Нижне-Паужетское термальные поля.

Восточно-Паужетское термальное поле обнаружено в 1950 г. В.В. Ивановым и Г.А. Гонсовской [Гонсовская, 1954], а детально описано С.И. Набоко [Набоко, 1954]. Но термальному полю было дано название «Гидросольфатары Дикого гребня» (безусловно, к экструзии Дикий Гребень это термопроявление никакого отношения, пространственного или генетического, не имеет [Долгоживущий ..., 1980]). А.Е. Святловским с коллегами термопроявление названо «Древне-сульфатарным полем» и описывалось как выходы маломощных паровых струй, расположенных на склоне Камбального вулканического хребта [Святловский и др. 1956]. Детальное изучение Паужетского месторождения под руководством В.В. Аверьева и В.М. Сугрובה показало, что термопроявление входит в структуру Паужетской гидротермальной системы. Оно получило название «Восточно-Паужетское термальное поле» [Белоусов и др., 1976], используемое и в настоящее время.



Рисунок 2.4. Обзорная фотография Восточно-Паужетского термального поля Паужетского геотермального месторождения. На заднем плане видны столбы пара от геотермальных скважин эксплуатационного участка и п. Паужетка.

Восточно-Паужетское термальное поле отнесено к флангу Паужетской гидротермальной системы и одноименного геотермального месторождения. Поле приурочено к западному склону Камбального вулканического хребта, который описывается как резургентное тектоно-магматическое поднятие в Паужетской кальдере четвертичного возраста [Структура ..., 1993]. Термопроявление локализовано на пологом склоне в долине руч. Лучший (правый приток руч. Быстрый) на абсолютных отметках 270 – 300 м (рис. 2.4). Центральный участок размером 120 × 60 м выделяется парящими грунтами, прогретыми до 105 °С на глубине 0.5 – 0.8 м; парогазовыми струями (до 98 – 100 °С на устьях); грязе-водными кипящими котлами и мелкими теплыми озерами [Рычагов и др., 2015]. На удалении 150 – 300 м от участка вниз по ручью отмечаются отдельные термальные площадки с грязе-водными котлами, общий размер поля составляет около 150 × 300 м. Разгружающиеся термальные воды кислые сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатные с широким катионным составом, общая минерализация не

превышает 0.5 – 0.8 г/л. Конденсат пара имеет близкий химический состав. Термальное поле (изучен Центральный участок) перекрыто единым чехлом гидротермальных глин мощностью от 1.5 до ≥ 4.0 м [Рычагов и др., 2015], но мощность толщи может быть больше за пределами активной разгрузки парогидротерм (на остывших участках).

2.4. Изученность Паужетского месторождения методами геофизики

Геофизические исследования на Паужетском геотермальном месторождении проводились в 1960-е гг. Под руководством И.М. Зайцева выполнены площадные термометрические, магниторазведочные, электроразведочные работы в масштабе 1:10 000 [Зайцев, 1970].

Литологическое расчленение пород под рыхлыми отложениями проводилось, главным образом, по магнитометрическим данным. По характеру магнитного поля выделены границы развития базальтовых и риодацитовых лав в юго-восточной половине месторождения. К югу от ручья Быстрый расположена область пониженных значений напряженности магнитного поля, соответствующая эффузивным образованиям риодацитового состава. Отмечаются локальные изометричной формы участки положительных значений напряженности магнитного поля в правом и левом борту ручья Трудный. Подобные аномалии обнаружены в районе горы Березовая (водораздел ручьев Быстрый и Безымянный) (рис. 2.5). По данным В.И. Белоусова предполагается что эта морфоструктура представляет собой экструзию дацитов [Белоусов, 1978]. Северо-западная часть площади характеризуется спокойным слабопеременным магнитным полем, которое соответствует породам паужетской свиты. Отмечается, что магнитное поле всего участка осложнено линейными отрицательными магнитными аномалиями северо-западного и северо-восточного простирания. Такие аномальные зоны соответствуют зонам трещиноватости и, по-видимому, контролируют интенсивное движение

гидротермальных растворов, что подтверждается данными бурения. Выделяемые участки пониженных значений напряженности магнитного поля прослеживаются по долинам водотоков ручьев Быстрый, Безымянный, реки Правая Паужетка.

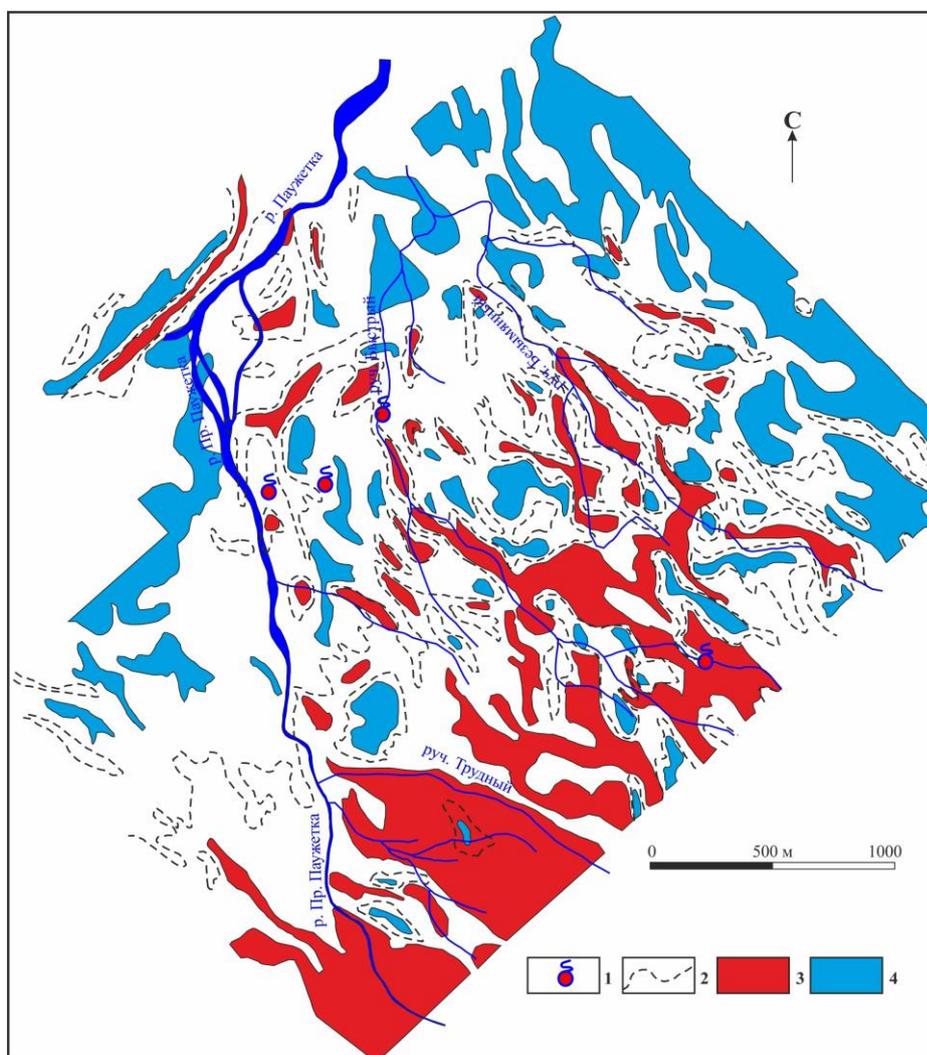


Рисунок 2.5. Упрощенная карта распределения изодинам ΔZ для территории Паужетского геотермального месторождения [Зайцев, 1970].

1 – термальные источники; 2-4 – изодинамы ΔZ с обозначением напряженности магнитного поля: 2 – 0 мЭ; 3 – менее 2.5 мЭ; 4 – более 2.5 мЭ.

Выделенные зоны согласуются с высокотемпературными участками в температурном поле. Основная область повышенных температур протягивается по ручью Быстрый объединяя Верхне-Паужетское поле (ВхПП) с Восточно-Паужетским (ВПП) [Зайцев, 1970]. Аналогичные зоны отмечены по долине ручья Трудный и реки Правая

Паужетка (рис. 2.6). Северная часть участка выделяется повышенной температурой (больше 20 °С) характеризует участок расположения промышленных объектов.

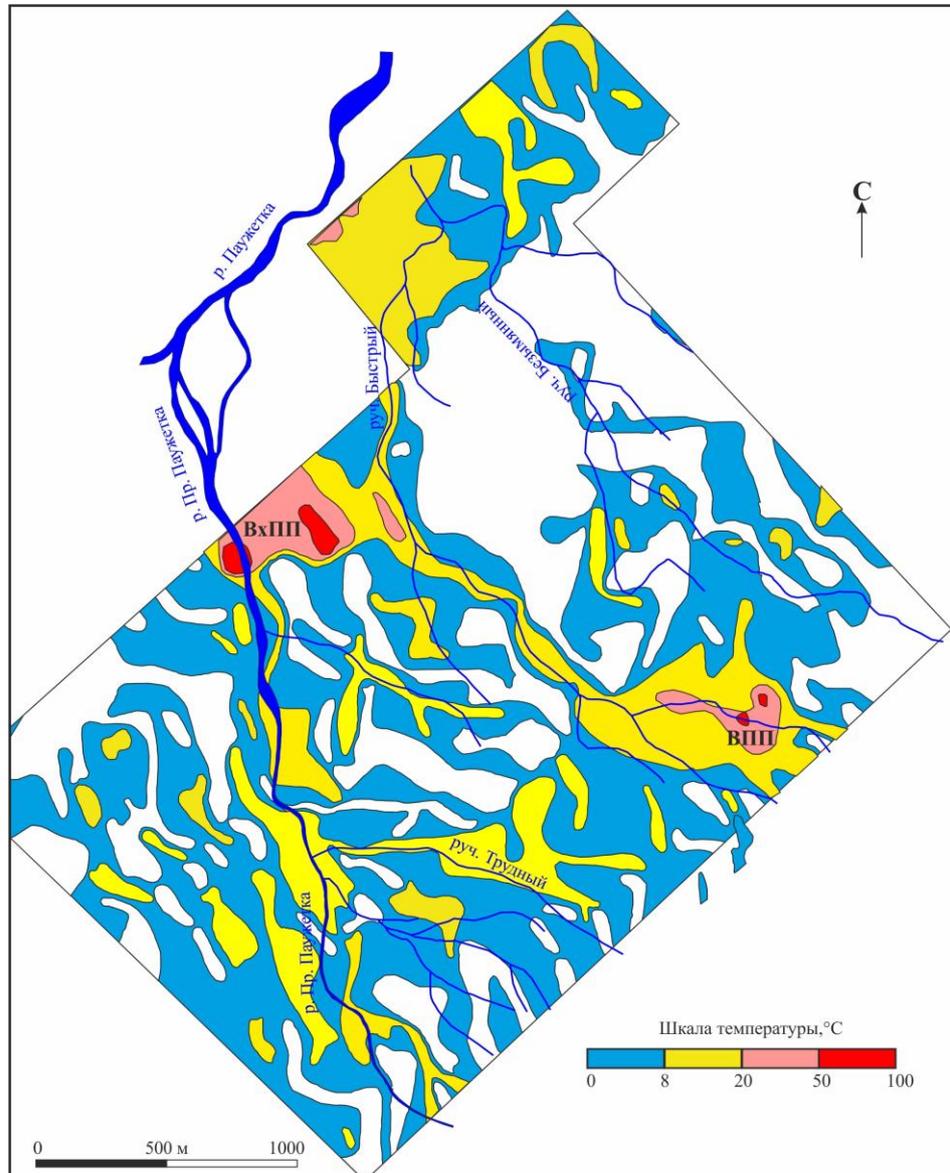


Рисунок 2.6. Карта изотерм на глубине 1 метр на территории Паужетского геотермального месторождения [Зайцев, 1970]. Сокращения смотри в тексте.

По данным электроразведки (метод ВЭЗ и электропрофилирование) выделен горизонт обводненных псефитовых туфов (сопротивления 3 – 10 Ом·м), мощность которого увеличивается в ЮВ направлении (до 500 м в районе Восточно-Паужетского термального поля). В отличие от спокойного субгоризонтального залегания кровли нижнего водоупорного горизонта по данным бурения, поверхность опорного

геоэлектрического горизонта осложнена воронкообразными углублениями, т.е. в отдельных точках наблюдается аномальное увеличение мощности вышележащего проводящего горизонта (рис. 2.7). Такие углубления связываются с зонами дробления, вмещающими гидротермальные растворы, и выделяются под Верхне-Паужетским и Восточно-Паужетским термальными полями. Установлены границы потока термальных вод. Указывается что зоны низкого сопротивления ($2 - 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) увязываются с областью температур $150 \text{ }^\circ\text{C}$. На основании сопоставления кривых зондирования, полученных в разные годы (1957, 1959, 1969 гг.) в ЮВ части площади (района Восточно-Паужетского термального поля) показано, что мощность и удельное сопротивление водонасыщенной толщи пород не изменились. Сделан вывод о том, что продолжавшиеся в течение десяти лет разведка и эксплуатация почти не сказались на режиме месторождения.

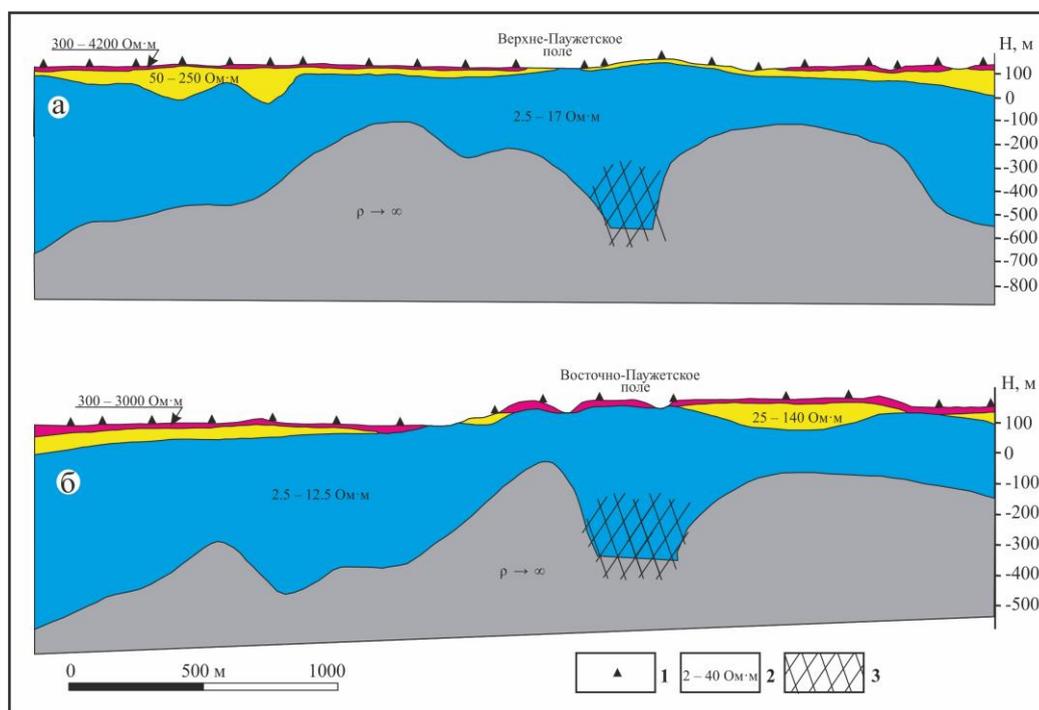


Рисунок 2.7. Схематические геоэлектрические разрезы для Паужетского геотермального месторождения по профилям 7 (а) и 13 (б) проходящим через термальные поля [Зайцев, 1970].

1 – точки зондирования (ВЭЗ); 2 – значения удельного электрического сопротивления слоя; 3 – зоны дробления, предполагаемые по данным ВЭЗ.

Е.А. Вакиным и Ю.М. Хаткевичем под руководством В.М. Сугрובה выполнены гидрогеотермические режимные наблюдения на Восточно-Паужетском термальном поле [Сугробов и др., 1971]. Одним из важнейших результатов этих работ является заключение об отсутствии влияния эксплуатации геотермального месторождения на разгрузку парогидротерм в районе Восточно-Паужетского термального поля.

На начальном этапе эксплуатации месторождения были выполнены геотермические режимные наблюдения под руководством В.М. Сугрובה [Сугробов и др., 1971]. Во время опытно-промышленных выпусков пароводяной смеси из скважин, расположенных вокруг или непосредственно на Верхне-Паужетском термальном поле, уровень термальных вод резко падал, а затем в течение нескольких дней после выпусков – полностью восстанавливался. Такая гидродинамика свидетельствует о существовании на границе или под термальным полем системы вертикальных и субгоризонтальных зон с высокой трещинно-поровой проницаемостью для флюида. Но местоположение этих зон и их генезис не были определены.

Геофизические исследования на Паужетском геотермальном месторождении возобновлены в последние годы работами сотрудников Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН при непосредственном участии диссертанта [Абкадыров и др., 2011; Денисов и др., 2013; Нуждаев, Феофилактов, 2014; Феофилактов и др., 2014, 2016, 2017, 2019, 2020, 2021; Феофилактов, 2017; Букатов и др., 2018].

2.5. Петрофизические свойства горных пород

Петрофизические свойства пород Паужетской гидротермальной системы подробно изучены И.М. Зайцевым, В.М. Ладыгиным с коллегами и др. авторами [Зайцев, 1970; Ладыгин и др., 1993; Молостовский, Фролов, 1993]. Внимания заслуживают данные по плотности (σ) и магнитной восприимчивости (α) пород. Наиболее плотными являются

базальты и андезиты (в среднем, $2.5 - 2.8 \text{ г/см}^3$). Плотность дацитов и риолитов несколько ниже ($2 - 2.5 \text{ г/см}^3$). Псаммитовые и псефитовые туфы имеют широкий диапазон плотности $1.4 - 2.3 \text{ г/см}^3$. В зависимости от состава туфы делятся на кислые (плотность 1.6 г/см^3) и средние (плотность 2.2 г/см^3). Кислые разности обычно более гидротермально изменены, видимо этим объясняется их низкая плотность. Залегающие в верхней части разреза алевропеллитовые туфы характеризуются значениями плотности $1.4 - 1.5 \text{ г/см}^3$. Наименьшими значениями обладают пемзовые отложения – менее 1 г/см^3 . В разрезах скважин наиболее плотные горизонты большой мощности образуют туфобрекчии андезитов – 2.3 г/см^3 . Плотность туфов, туффитов и туфобрекчий значительно снижается в зонах аргиллизации и цеолитизации пород – на 50% и более, на участках интенсивного окварцевания и адуляризации – наоборот возрастает за счет замещения исходных компонентов пород криптокристаллическим массивным кварцем [Ладыгин и др., 1993].

Диапазон значений магнитной восприимчивости пород широкий. Наиболее магнитные породы представлены базальтами ($\chi = 3.7 \cdot 10^{-3} - 45 \cdot 10^{-3}$ СИ) и андезитами (до $13 \cdot 10^{-3}$ СИ). От последних значениями χ почти не отличаются туфы и туфобрекчии среднего состава. Лавы и экструзивные дациты и риолиты являются среднемагнитными ($\chi = 0.9 \cdot 10^{-3} - 25 \cdot 10^{-3}$ СИ). Алевропеллитовые туфы обладают малыми значениями ($0.02 \cdot 10^{-3} - 4 \cdot 10^{-3}$ СИ). Пемзы практически не магнитны. В разрезах скважин аномально низкими значениями χ выделяются различные породы из зон водопритоков ($0.25 - 0.1 \cdot 10^{-3}$ СИ) [Зайцев, 1970].

Остаточная намагниченность (J_n) пород изменяется от 0 до 6 А/м. Максимальные значения характерны для базальтов, андезитов и дацитов ($1 - 5$ А/м). Для туфов среднего и кислого состава $J_n = 0.1 - 0.7$ А/м. Алевропеллитовые туфы отмечаются практически нулевыми значениями J_n [Зайцев, 1970].

На основании исследований Ю.В. Фроловой с соавторами определены физические и физико-механические свойства туфов (от слабо измененных до цеолитизированных и аргиллизированных) и гидротермальных глин в районе Верхне-Паужетского термального поля [Фролова и др, 2016, Frolova and all, 2020]. Средняя плотность воздушно-сухих образцов слабо измененных туфов колеблется в широких пределах: $1.17 - 1.97 \text{ г/см}^3$, что зависит от исходного гранулометрического состава пород (тонкообломочные – плотнее). Аналогичная плотность измененных туфов составляет более узкий интервал значений: $1.84 - 2.05 \text{ г/см}^3$. Таким образом, в процессе изменения туфов в районе Верхне-Паужетского термального поля несколько возрастает общая плотность пород, но при этом снижается плотность твердых частиц (от 2.85 до 2.52 г/см^3) в связи с интенсивным замещением лито- и кристаллокластов пористыми цеолитами и смектитами. При аргиллизации и цеолитизации происходят два разнонаправленных процесса: с одной стороны, плотное вулканическое стекло замещается пористыми смектитами, с другой – существующие в туфах пустоты заполняются смектитами и цеолитами. Исходные и измененные породы отличаются величиной общей пористости: $25 - 63 \%$ и $20-29 \%$, соответственно. Таким образом, интенсивные гидротермально-метасоматические процессы приводят к общему снижению объема открытых крупных пор, но резко увеличивают микро- и нанопористость, а следовательно – влагонасыщенность пород. Это обстоятельство имеет особое значение для интерпретации электроразведочных данных.

Наиболее интенсивно преобразования пород сказываются на величине магнитной восприимчивости, которая снижается на порядок. Так, α неизмененных туфов колеблется в пределах $6 - 21 \cdot 10^{-3}$ СИ, в то время как измененным туфам соответствуют значения $\alpha = 2.3 - 3.1 \cdot 10^{-3}$ СИ. Данная тенденция отражает изменения, происходящие с рудными минералами, в частности, связана с разложением титаномагнетита. Глинистые горизонты формируются посредством преобразования туфов под влиянием парогидротерм, их

плотность составляет $1.4 - 1.6 \text{ г/см}^3$, $\alpha = 0.95 - 9 \cdot 10^{-3}$ СИ. Таким образом, слабо измененные туфы и их гидротермально-метасоматические разности отличаются, в основном, плотностью и магнитной восприимчивостью, а также характером пористости.

По результатам каротажных работ [Асаулова, 2006] в скважинах приведена краткая характеристика физических свойств пород разных стратиграфических горизонтов (таблица 2.1). Выделены реперные горизонты пород по разрезам скважин представленные в отчетах фондовых материалов [Ямпольский, Демьянец, 1976; Асаулова, 2006].

Исследованы свойства андезитов Восточно-Паужетского термального поля [Фролова и др., 2017]. На основании изучения особенностей состава, структуры и свойств толщ гидротермальных глин, сделано заключение, что гидротермальные глины сформировались за счет перерождения коренных горных пород – андезитов, относящихся к лаво-экструзивному комплексу завершающего этапа развития Камбального хребта.

№/№ п/п	Наименование стратиграфических единиц	Кажущееся сопротивление пород, Ом·м	Естественная радиоактивность пород, мкр/час
1	Верхнепаужетская подсвита	3.3 – 70	4 – 18
2	Среднепаужетская подсвита	2.5 – 71	6 – 9
3	Нижнепаужетская подсвита	7 – 112	2.5 – 19.5
4	Гольгинский горизонт	50 – 70	6.5 – 18
5	Алнейская серия	5 – 67	4.5 – 23
6	Анавгайская серия	4 – 200	6 – 20
7	Базальты, андезитобазальты	10 – 90	3 – 9
8	Дациты, андезитодациты	5 – 360	3 – 46

Таблица 2.1. Краткая характеристика физических свойств пород, вскрытых разведочными скважинами [Асаулова, 2006].

Исходные андезиты очень плотные $\sigma = 2.57 - 2.68 \text{ г/см}^3$, низкопористые $n = 5.3 - 7.5\%$, прочные, слабдеформируемые. Характерной особенностью андезитов является очень неравномерная переработка в результате воздействия парогидротерм. По мере изменения пород наблюдается последовательное снижение их плотности от 2.6 до 1.24 г/см^3 и увеличение пористости от 5.2 до 47 %. Существенно уменьшаются их упругие и

прочностные свойства. Определены свойства гидротермальных глинистых грунтов: высокая степень естественной влажности, которая увеличивается к поверхности от 40 % в подошве глинистой толщи до 85 – 116 % в ее кровле. Плотность грунтов имеет тенденцию к снижению – от 1.65 – 1.7 г/см³ до 1.38 – 1.43 г/см³. Показано, что в пределах Восточно-Паужетского термального поля под воздействием парогидротерм скальный андезитовый массив превращается в толщу гидротермальных глин.

Выводы к главе

Первые сведения о геотермальных источниках Паужетского района относятся к 18 веку. Знаменитый русский исследователь С.П. Крашенинников довольно подробно описал гидротермы в долине реки Паужетка [Крашенинников, 1755]. Паужетское геотермальное месторождение и одноименная современная гидротермальная система считаются одними из наиболее изученных на Камчатке [Паужетские ..., 1965; Белоусов и др., 1976; Сугробов, 1979; Структура ..., 1993]. Здесь в 1960-70-ые гг. на площади 2.5 × 3 км пробурено около 50 скважин глубиной до 400 – 1200 м, выполнены крупномасштабные геофизические съемки, бурение сопровождалось комплексным каротажем скважин, более 20 лет на начальном этапе разведки и эксплуатации велись режимные гидрогеохимические наблюдения [Паужетские ..., 1965; Белоусов, 1978; Сугробов, 1979; и др.]. Несмотря на большой объем исследований, через 30 лет после начала эксплуатации месторождения был закрыт первый (Северный) участок вследствие падения температуры и давления пароводяной смеси в скважинах; в настоящее время наблюдается снижение параметров теплоносителя, поступающего из более глубоких горизонтов нового (Южного) участка. Эти тенденции были отмечены еще в работе [Структура ..., 1993] и, по-видимому, объясняются недостаточно высоким уровнем знаний о структуре и природе зон питания и разгрузки гидротерм.

На начальных этапах изучения Паужетского геотермального района и одноименной гидротермальной системы выходы термальных источников «привязывались» к линейным разрывным тектоническим нарушениям [Паужетские ..., 1965]. В последующем на геологической карте разведочного участка Паужетского геотермального месторождения выделена густая сеть ориентированных в различных направлениях термоконтролирующих разломов [Белоусов и др., 1976]. Предполагалось, что поступление высокотемпературных гидротермальных растворов из нижнего водоносного горизонта и смешение их с водами верхнего горизонта происходит в пределах линейных открытых трещин. Но на основании детального изучения керна новых глубоких скважин и комплексного исследования Паужетской гидротермальной системы были выделены приподнятые тектонические блоки (возможно, имеющие тектоно-магматическую природу) [Структура ..., 1993]. Показано, что гидротермы из нижних горизонтов месторождения поднимаются именно по этим блокам. Отмечено также, что внутри блоков и на их границах происходит смешение вод и разгрузка источников на дневной поверхности [Пампура, Сандимирова, 1991]. Эти выводы обоснованы на примере центральной части Паужетской гидротермальной системы – района Верхне-, Нижне- и Южно-Паужетского термальных полей. По другим участкам разгрузки гидротерм, в том числе по одному из наиболее крупных термальных полей Паужетской системы - Восточно-Паужетскому, получено недостаточно данных.

Рассматриваемый район представлен контрастными по петрофизическим свойства породами, что хорошо прослеживается в геофизических полях [Зайцев, 1970; Фролова и др., 2016, 2017, 2020]. Этот факт является благоприятным при интерпретации получаемых карт распределения геофизических аномалий и играет очень важную роль в представленной работе.

ГЛАВА 3. Аппаратура и методика геофизических исследований

На территории Паужетского геотермального месторождения проведен большой комплекс геофизических исследований. На протяжении нескольких полевых сезонов выполнены: электроразведочные работы методами ВЭЗ, ЕП, АМТЗ и МТЗ; площадные и профильные магниторазведочные и гравиразведочные исследования; профильные микросейсмические исследования; температурная съемка грунтов термопроявлений месторождения.

3.1. Электроразведочные работы

Вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ) выполнены многофункциональным электроразведочным измерителем МЭРИ-24 (ООО “Северо-Запад”, Россия) с помощью электроразведочного генератора ВП-1000 (ООО “Элгео”, Россия). В качестве питающих электродов использованы стальные стержни, приемные – латунные штыри. Построение геоэлектрического разреза проводилось в специализированном программном пакете IPI2win (ООО “Геотех”, Россия). Точность измерений составила ≥ 3 %. Значение невязки между теоретической и практической кривыми ВЭЗ ≤ 5 %. Работы проводились симметричной четырехэлектродной расстановкой (AMNB) с коэффициентом расстановки не более 0.75. Разнос питающей линии как правило не превышал 1000 м, однако выполнены зондирования с разносом питающей линии до 3000 м. Работы выполнялись на термальных полях Паужетского геотермального месторождения (Южно-, Верхне-, Нижне-Паужетское в центральной части и Восточно-Паужетское на периферии месторождения) и по протяженному профилю, проходящему через все месторождение.

В центральной части Паужетского геотермального месторождения выполнены зондирования в 29 точках с нерегулярным шагом по двум профилям (рис. 3.1), пересекающимся на Верхне-Паужетском термальном поле. Один профиль расположен субширотно (З-В) и начинается от правого берега реки Паужетка, проходя через Южно-, Верхне-, Нижне-Паужетские термальные поля. Последнее находится в долине ручья Быстрый, на правом борту которого заканчивается профиль. Его длина составляет 700 м. Второй профиль меридионального простирания пересекает Верхне-Паужетское поле. Его длина составила 400 м. Интервал между пунктами измерений варьировал от 30 м на участках термопроявлений до 50 – 70 м за их пределами. Полученные кривые относятся к типу «Н» на периферии поля, в центральной части их тип меняется на «КН».

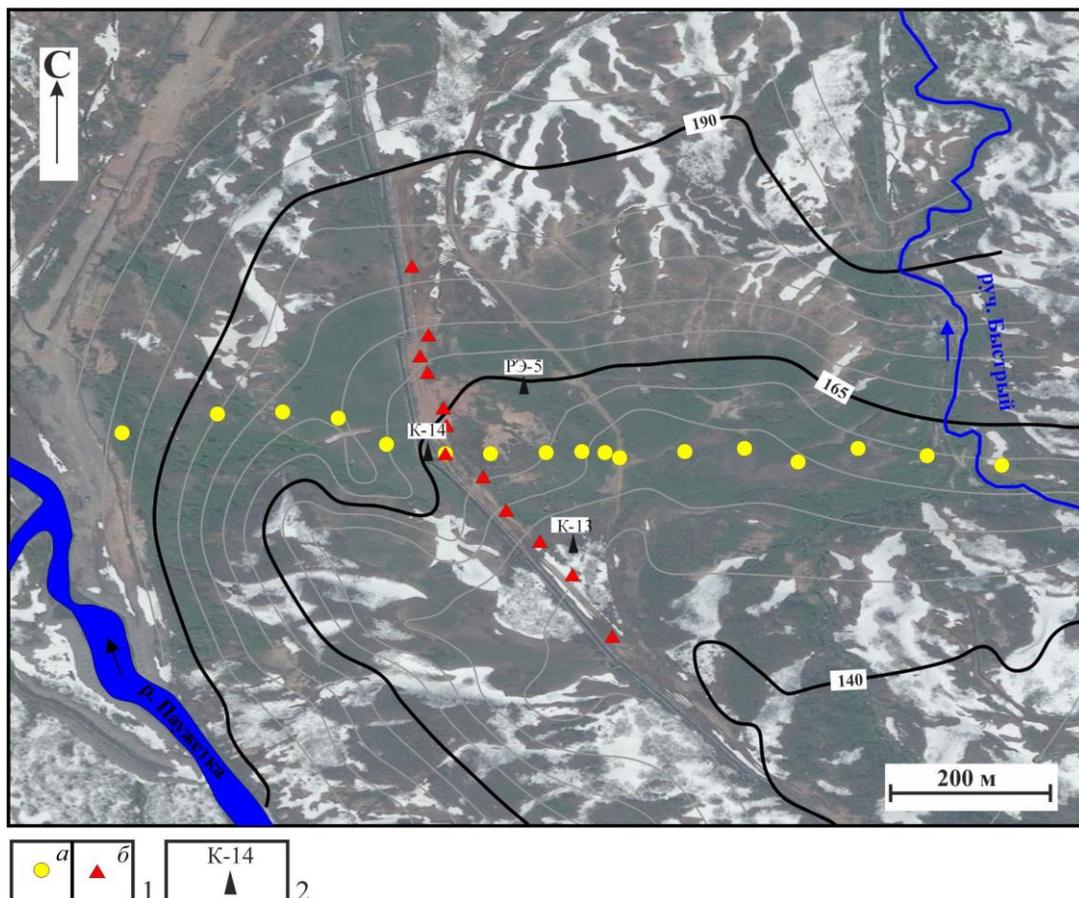


Рисунок. 3.1. Схема расположения пунктов ВЭЗ по профилям в центральной части Паужетского геотермального месторождения.

1 – местоположение пунктов ВЭЗ по субширотному (а) и субмеридианоальному (б) профилям; 2 – местоположение и название скважин.

На Восточно-Паужетском термальном поле выполнены зондирования в марте 2015 г (рис. 3.2). Максимальный разнос питающей линии (AB) в центральной части составил 100 м, в крайних пунктах измерения – 40 м. На каждом пункте проведено от 8 до 12 измерений, что позволило получить детальные кривые зондирования. В связи с хорошими условиями проводимости поверхностного глинистого чехла термального поля все наблюдения выполнялись на минимально возможном токе 10 мА и одной приемной линии (MN) 2 м. В августе 2016 г. проведены дополнительные измерения по имеющемуся субширотному профилю, который пересекает поле с запада на восток. Интервал между измерениями изменялся от 10 до 30 м. Максимальный разнос питающей линии (AB) составил 240 м. Зондирования выполнены в 14 точках по профилю, выходящему за пределы термоаномалии.

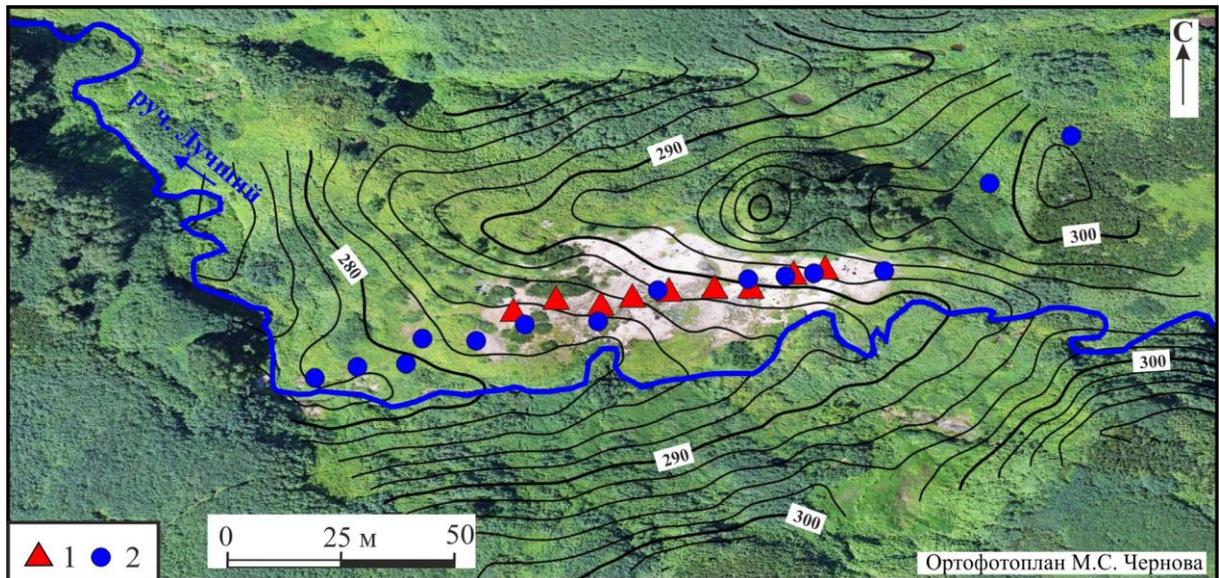


Рисунок 3.2. Схема расположения пунктов ВЭЗ по профилю проходящему через Восточно-Паужетское термальное поле.

1 – пикеты зондирований 2015 г; 2 – пикеты зондирования 2016 г.

Измерения по «региональному» профилю выполнены в 43 точках с нерегулярным шагом по профилю с С-3 на Ю-В (рис. 3.3). Максимальный разнос питающей линии (AB) изменялся в пределах 500 – 1000 м. На каждом пункте проведено от 15 до 17 измерений, что позволило получить детальные кривые зондирования. Выполнено 5 пунктов ВЭЗ с

максимальным разносом $AB = 3000$ м. Питающие линии располагались вдоль профиля. Полученные кривые относятся к типу «Н–НК».

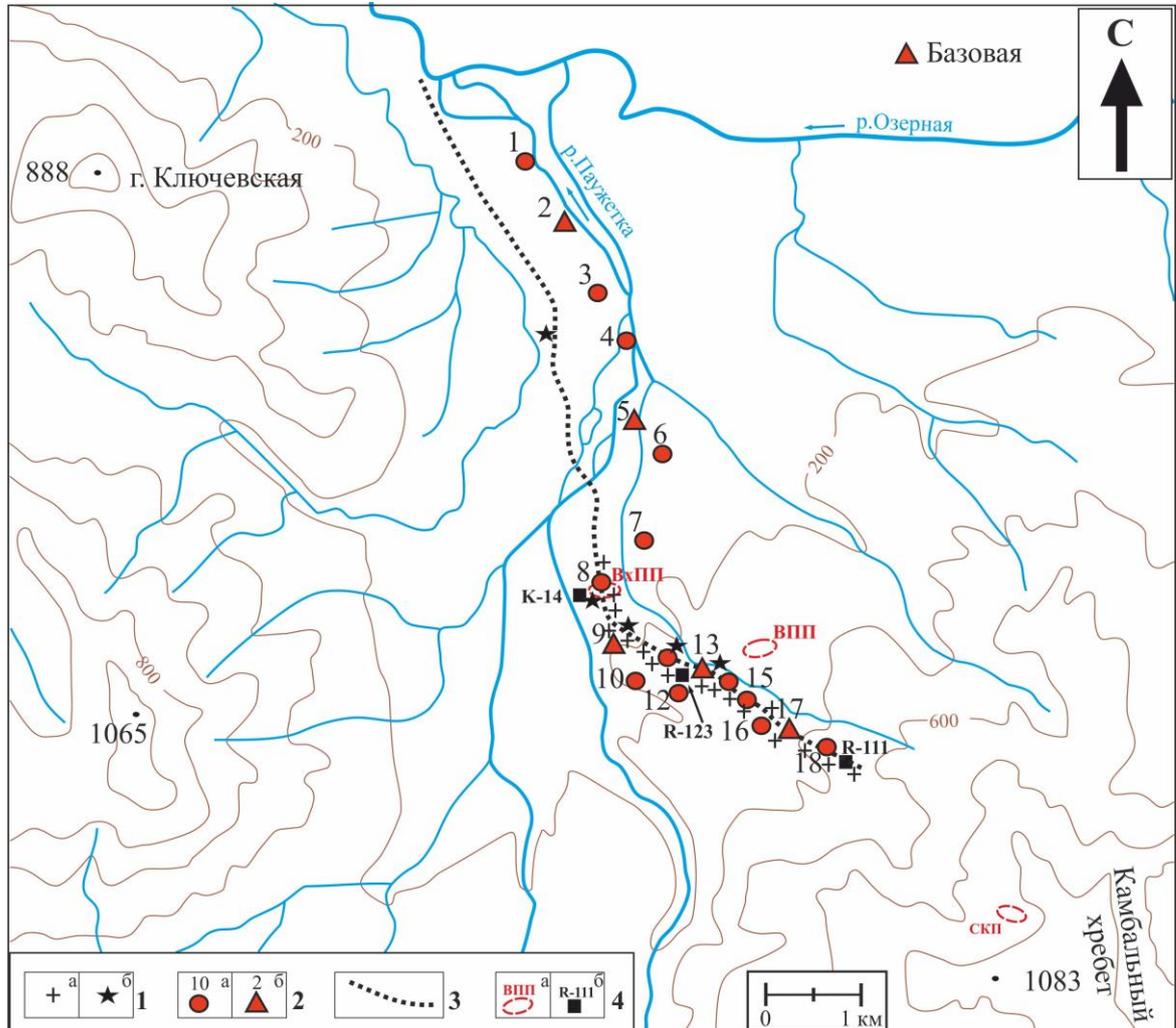


Рисунок 3.3. Схема расположения пунктов геофизических исследований на Паужетском геотермальном месторождении [Феофилактов и др., 2021].

1 – пункты ВЭЗ с разносами питающей линии 1 км (а) и с разносами питающей линии 3 км (б); 2 – электроразведочные работы методами АМТЗ (а) и МТЗ (б) с указанием номеров пунктов; 3 – профиль гравиметрических работ, по которому выполнены магнитометрические исследования с более частым шагом; 4 – основные термальные поля (а): ВхПП - Верхне-Паужетское, ВПП - Восточно-Паужетское, СКП - Северо-Камбальное; скважины и их номера (б).

Электромагнитные исследования выполнены методами аудио-магнитотеллурического (АМТЗ) и магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Комплект измерительного оборудования состоял из двух пятиканальных станций MTU-5A (Phoenix Geophysics, Канада), которые регистрируют электрические (E_x , E_y) и магнитные (H_x , H_y , H_z) компоненты естественного электромагнитного поля. Диапазон регистрируемых

периодов от 0.0001 до 1000 с. Регистрация электрического поля проводилась с использованием четырехэлектродной крестообразной установки с заземленными слабополяризуемыми электродами. Длина измерительных линий для АМТЗ составила 50 м, для МТЗ – 90 м. Азимуты приемных линий выбраны 0° и 90° . Измерения выполнены в 18 пунктах (АМТЗ – 18, МТЗ – 5), расстояние между которыми составило 200 – 700 м (см. рис. 3.3). Для уменьшения влияния антропогенных и ветровых помех использовалась синхронная запись с удаленной базовой станцией (точка Базовая на рис.3.3). Обработка полученных данных проводилась с использованием специального пакета программ [Rodi, Maskie, 2001]. В результате были получены тензоры импеданса, кривые импеданса и фазы импеданса [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Точность определения тензора импеданса составляет первые проценты, точность определения фазы импеданса - первые градусы. По компонентам тензора импеданса рассчитаны полярные диаграммы основного и дополнительного импедансов и параметра неоднородности, по которым можно судить о геоэлектрической неоднородности среды. В диапазоне частот от 0.0001 до 15 Гц полярные диаграммы основного импеданса имеют форму близкую к кругу, значения дополнительного импеданса не велики. На высоких периодах диаграмма основного импеданса приобретает вид овала с сжатием в виде восьмерки. Диаграмма дополнительного импеданса имеет вид четырехлепестковой розочки. Параметр неоднородности на высоких частотах имеет значения от 0.05 до 0.15, что говорит о квазиоднородности и возрастает в низкочастотной области: это связано с влиянием геологических структур. Минимальные оси дополнительного импеданса на низких частотах совпадают с осями диаграммы основного импеданса. Это свидетельствует о том, что геоэлектрическую среду можно аппроксимировать как двумерно-неоднородную.

Измерения методом естественного электрического поля (ЕП) выполнены по способу потенциала. Измерялась разность потенциалов между двумя неполяризуемыми

электродами, один из которых располагался стационарно, а второй перемещался по точкам наблюдений. Перед началом работ для уравнивания потенциалов, используемые электроды выстаивались в одинаковых условиях заземления и замыкались друг с другом. Съёмки проведены в районах крупных термальных полей Верхне-Паужетского и Восточно-Паужетского.

На районе Верхне-Паужетского термального поля съёмка выполнена по регулярной сети наблюдений (рис. 3.4) с интервалом 20 м. Шаг измерений по профилю составил 3 – 5

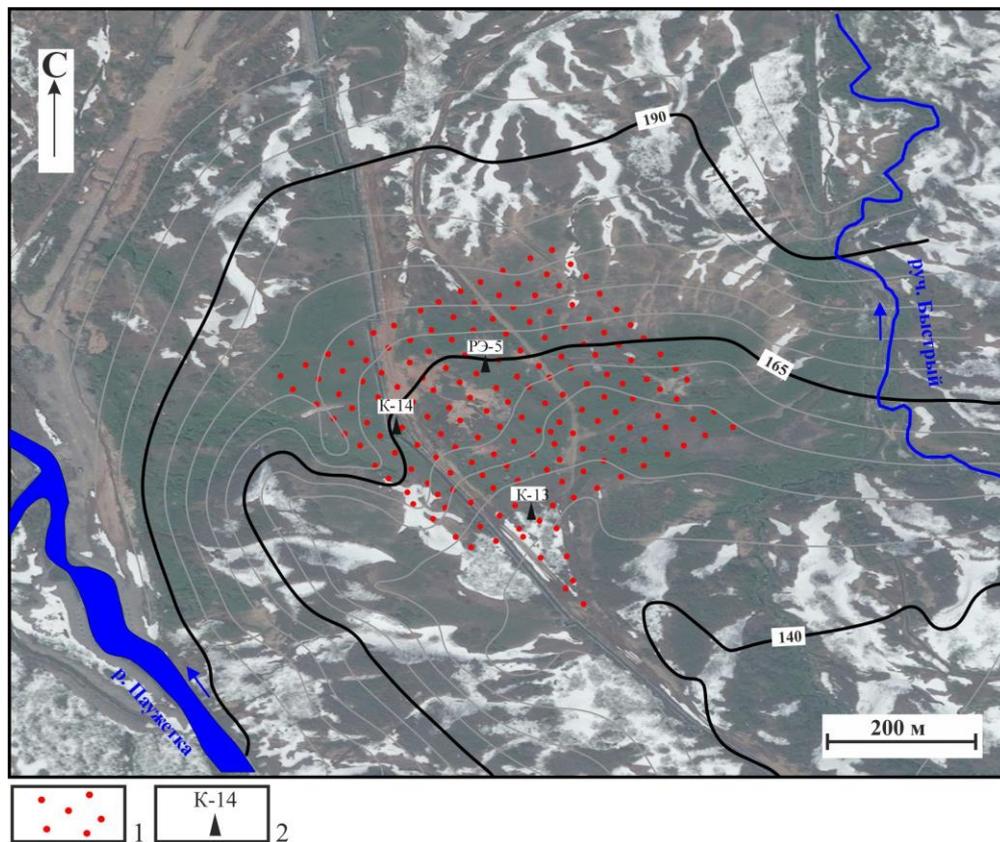


Рисунок 3.4. Схема расположения пунктов измерений методом ЕП в центральной части Паужетского геотермального месторождения.

1 – местоположение пунктов измерений по профилям; 2 – местоположение и название скважин.

м. Измерения проведены цифровым мультиметром, погрешность которого составляла 0.01 мВт. Время одного измерения определялось стабильностью показаний и составляла около 2 мин., на высокотемпературных участках – 2 – 7 мин. Результаты измерений отмечались

в полевом журнале. Контрольные наблюдения выполнены в количестве 25 %. Среднеквадратичная погрешность съемки составила 3 мВ. Полученный массив данных использовался для графических построений.

В районе Восточно-Паужетского термального поля в 2015 г. съемка выполнена по 10 профилям с шагом между измерениями 2.5 м. Измерения проводились в марте месяце, поэтому границы площади определялись границами снежного покрова и не позволяли выйти за пределы термопроявления (рис. 3.5). Ввиду малой площади покрытия съемки, в 2018 г. проведены дополнительные работы по регулярной сети измерений с шагом 20 м на площади участка разгрузки прогидротерм. Измерения выполнены многофункциональным

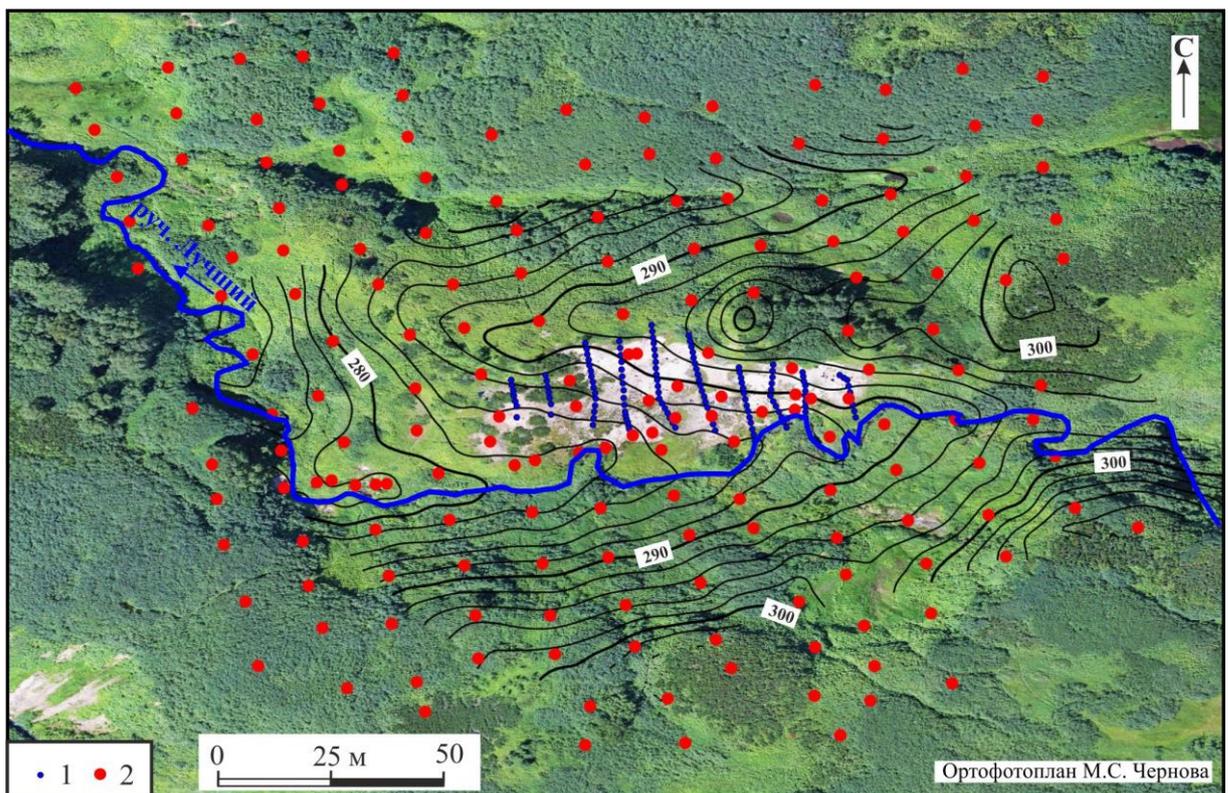


Рисунок 3.5. Схема расположения пунктов измерений методом ЕП в районе Восточно-Паужетского термального поля.

1 – местоположение пунктов измерений по профилям 2015 г; 2 – местоположение пунктов измерений по профилям 2018 г.

электроразведочным измерителем МЭРИ-24 (ООО “Северо-Запад”, Россия). Время уравнивания электродного потенциала (≥ 2 мин) определялось стабильностью разности

потенциалов на измерителе. Определенные сложности возникали при измерениях в непосредственной близости выходов паровых струй и в высокотемпературных участках: приходилось дольше выстаивать электроды на точках. В северной части поля лунки для измерений затапливало водой, добавлялся грунт (работы в марте 2015 г). Результаты измерений заносились в память прибора и дублировались в полевом журнале. Контрольные измерения выполнены в количестве 25%. Среднеквадратичная погрешность измерений = 2.44 мВ. Обработка полученных данных проводилась в программном пакете Excel. Подготовленный массив данных использовался для графических построений в программном пакете Surfer.

3.2. Магниторазведочные работы

Магнитометрическая съемка выполнена двумя современными магнитометрами GEM GSM-19W (GEM Systems, Канада). Приборы оснащены системой GPS, имеют встроенную память, высокое разрешение 0.01 нТл и абсолютную точность 0.2 нТл в широком температурном диапазоне от -40 °С до +55 °С, быструю скорость регистрации данных. Использование аппаратуры такого класса позволило повысить производительность работ. Один прибор использовался для проведения рядовых измерений на площади, а другой в качестве магнитовариационной станции. Местоположение магнитовариационной станции не менялось в течение всего срока работ, что дает возможность для увязки съемок разных годов. Измерения на ней проводились с интервалом 20 с, что позволило детально охарактеризовать суточные вариации магнитного поля. Работы в изучаемом районе проведены на площади Паужетского геотермального месторождения с выходом за его пределы и в местах крупных разгрузок парогидротерм (ВхПП и ВПП), так же выполнены отдельные профильные съемки для конкретных задач. Полученные материалы обрабатывались вручную в программном пакете Excel, графические построения выполнены в программном пакете Surfer.

В связи со сложным рельефом и густой растительностью в изучаемом районе проведение детальной наземной площадной магнитной съёмки на всем участке Паужетского геотермального месторождения в летний полевой период не представляется возможным. Поэтому магнитометрические исследования выполнены в зимний период, что значительно упростило передвижение на местности и повысило производительность работ. Площадь Паужетского геотермального месторождения покрыта нерегулярной сетью профилей [Нуждаев, Феофилактов, 2014]. Перед проведением площадных работ был проведен азимутальный ход, погрешность измерений составила ± 1 нТл. Мощность снегового покрова составляла от 1 до 5 м и при построении карты аномального магнитного поля не учитывалась. Площадь исследований магнитометрической съёмки составила 11 км² (рис. 3.6). Контрольные измерения выполнены в объеме 9 % от общего количества точек, среднеквадратическая погрешность съёмки составила ± 18 нТл.

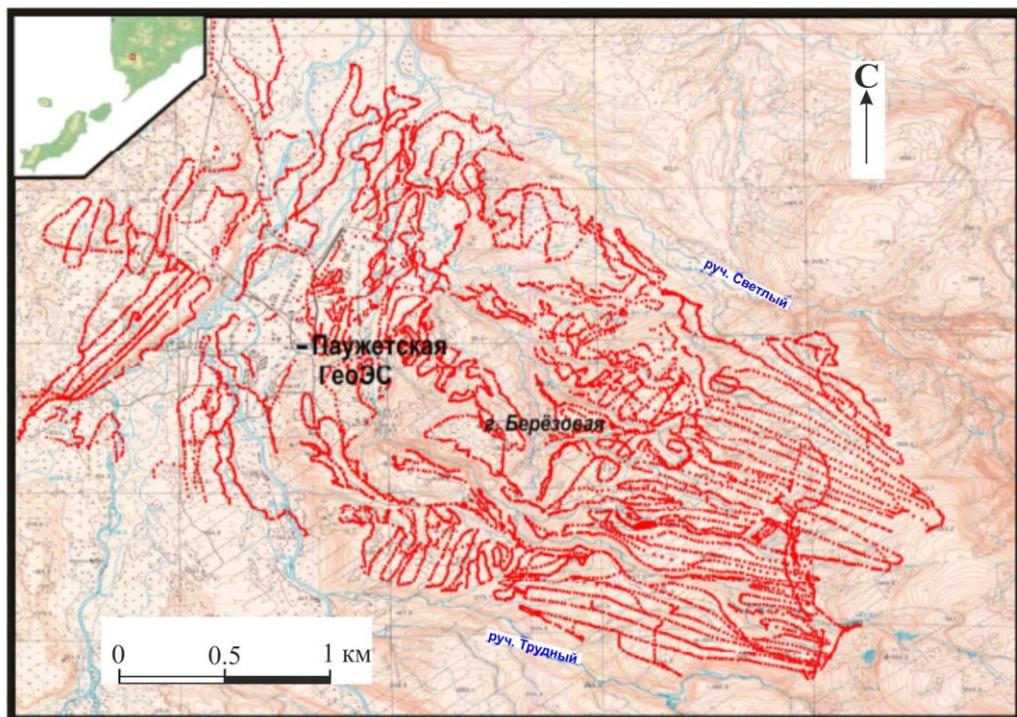


Рисунок 3.6. Схема расположения пунктов магнитометрических исследований на территории Паужетского геотермального месторождения [Нуждаев, Феофилактов, 2014].

В 2018 г выполнены дополнительные измерения по региональному профилю (от р. Каюк до скважины R-111) (см. рис. 3.3) с целью согласования характеристик аномального магнитного поля с другими геофизическими данными. Шаг измерений составил 4 – 5 м.

На участке Восточно-Паужетского термального поля измерения выполнены в августе 2013 г. Профили располагались перпендикулярно простиранию термоаномалии, расстояние между профилями – 10 м, шаг измерений – 2 м (рис. 3.7). Вдоль простирания термоаномалии, перпендикулярно основной сети в центральной части площади съемки, выделен опорный профиль, на котором проводились измерения каждые 2 часа. В центральной части термального поля (наиболее прогретой, и в то же время неоднородной по многим физико-химическим показателям) добавлены дополнительные профили - так, что сеть измерений составила 5×2 м. Контрольные измерения выполнены в объеме 15% от общего количества точек, среднеквадратическая погрешность съемки составила ± 11.5 нТл.

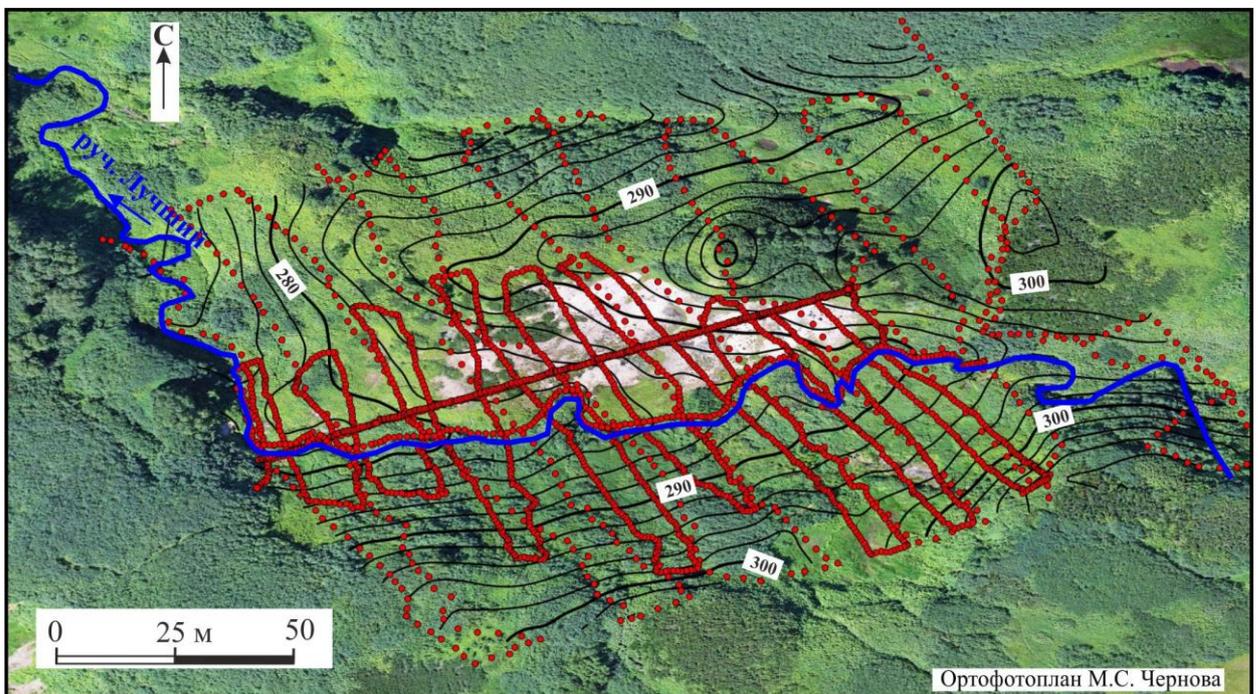


Рисунок 3.7. Схема расположения пунктов измерений по профилям магнитометрической съемки в районе Восточно-Паужетского термального поля.

На Верхне-Паужетском термальном поле в 2013 г. выполнена площадная съемка с шагом 10 м между профилями на участке активной разгрузки гидротерм и 20 – 25 м на за ее пределами площади (рис. 3.8). В центральной части участка выполнен магистральный профиль. Шаг по профилю составил 3 – 5 м. Контрольные измерения выполнены в объеме 15% от общего количества точек, среднеквадратическая погрешность съемки ± 8.5 нТл. В 2018 г. проведены измерения по профилю, пересекающему три термальные разгрузки в центральной части Паужетского геотермального месторождения (ЮП, ВхПП, НП). Интервал между измерениями составил 5 м.

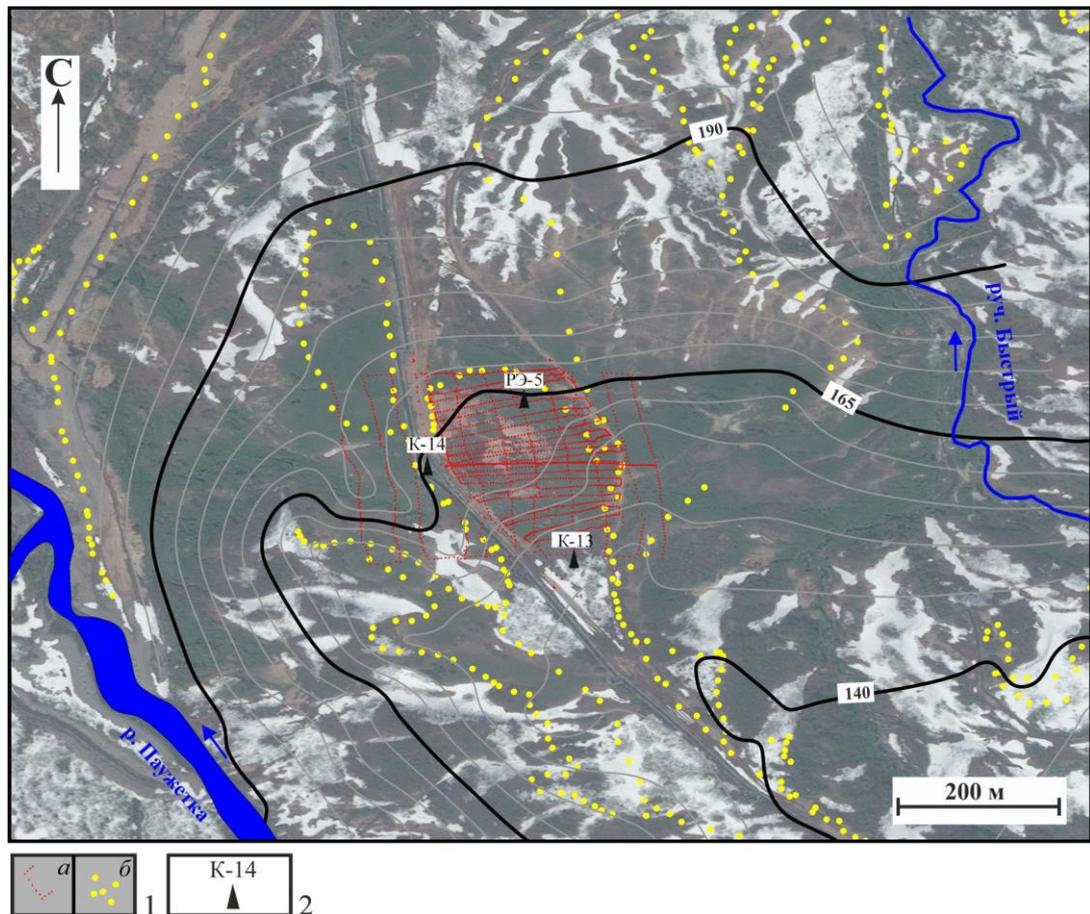


Рисунок 3.8. Схема расположения профилей магнитометрической съемки в центральной части Паужетского геотермального месторождения.

1 – местоположение пунктов измерений на Верхне-Паужетском термальном поле (а) и в центральной части Паужетского месторождения по результатам работ [Нуждаев, Феофилактов, 2014] (б); 2 – местоположение и название скважин.

3.3. Гравиразведочные работы

Гравиметрическая съемка проведена автоматическим микропроцессорным гравиметром CG-5 Autograv (Scintrex, Канада). Диапазон измерений прибора > 7000 мГал, разрешающая способность при снятии показаний 0.001 мГал. Для учета сползания нуля-пункта использовалась одна опорная точка на бетонном основании возле скважины К-14 (рис. 3.9), относительно которой разбивалась сеть дополнительных контрольных пунктов. Местоположение этой точки не менялось для съемок разных годов, а площади наблюдений перекрывали друг друга, что позволило увязать все результаты в один массив данных.

Геодезическое обеспечение осуществлялось GPS станциями Trimble или Leica GR 10 с антеннами Topcon или AR 10. В разные годы использовались различные комплекты аппаратуры. Одна станция служила базовой, другая перемещалась по профилям. Время записи на точках ≥ 15 мин. Для учета погрешности аппаратуры проводились измерения координат и высот в опорных точках, одна из которых находилась на постаменте возле скважины К-14. Это позволило увязать карты высот разных лет съемки. Для всех профилей получены каталоги координат и высот. Точность определения высот ≤ 7 см.

На Верхне-Паужетском термальном поле выполнены площадные измерения поля силы тяжести по общей сети 50×50 м и сгущением в центральной части до 10×20 м (рис. 3.9) [Букатов и др. 2011]. Проведены наблюдения по профилю, пересекающему термальное поле с северо-запада на юго-восток с шагом 30 - 40 м. Контрольные измерения выполнены в количестве 15%, среднеквадратичная погрешность измерений составила 0.03 мГал.

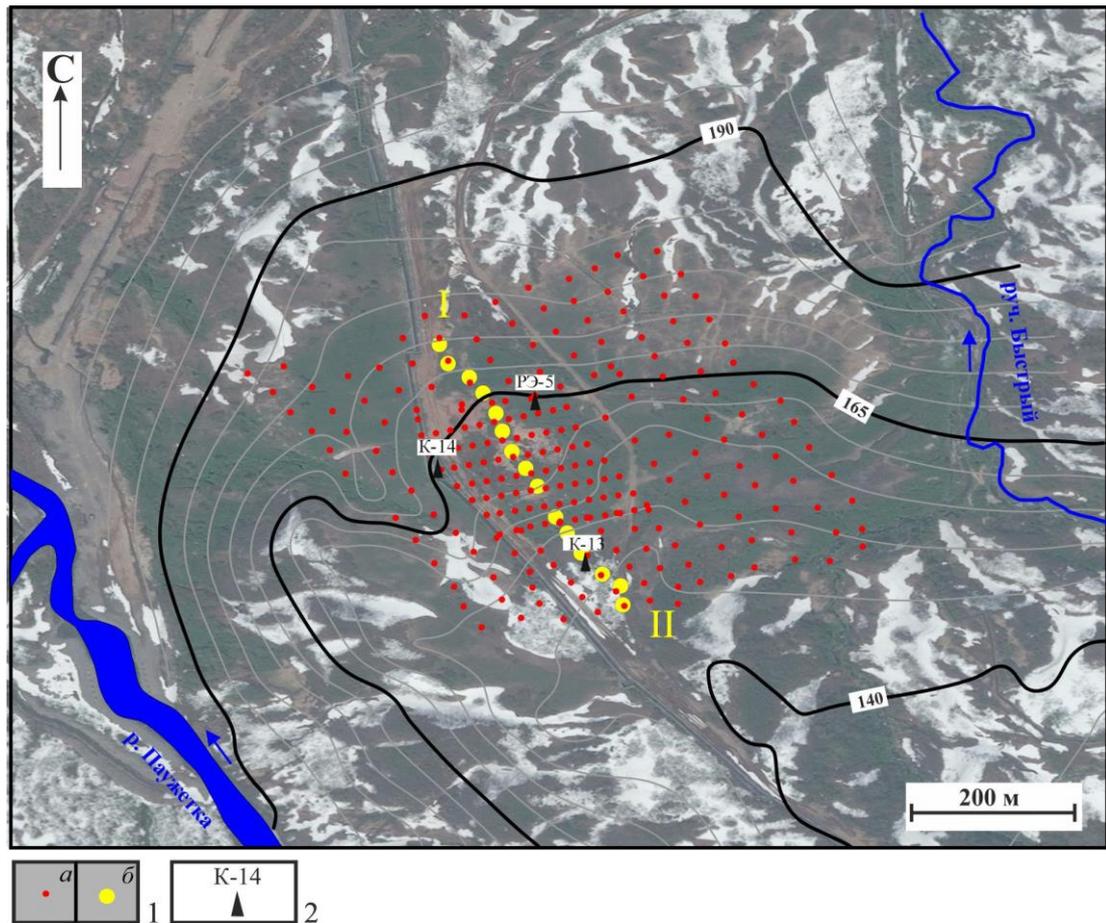


Рисунок 3.9. Схема расположения пунктов сети гравиметрических наблюдений в центральной части Паужетского геотермального месторождения.

1 – местоположение пунктов площадной съемки (а) и по профилю I–II (б); 2 – местоположение и название скважин.

На площади Восточно-Паужетского термального поля в марте 2015 г. выполнены измерения по двум ортогональным профилям, общее количество точек 15, шаг по профилям 10 м (рис. 3.10). В августе 2016 г. гравиметрические исследования данного участка продолжены. Пройден профиль широтного простирания (3-В) вдоль структуры термального поля с выходом за его пределы. Шаг измерений по профилю составил от 10 м в районе термального поля до 40 м за его пределами. Всего измерения проведены в 18 точках. Контрольные измерения выполнены в количестве 25%, среднеквадратическая погрешность съемки составила 0.005 мГал.

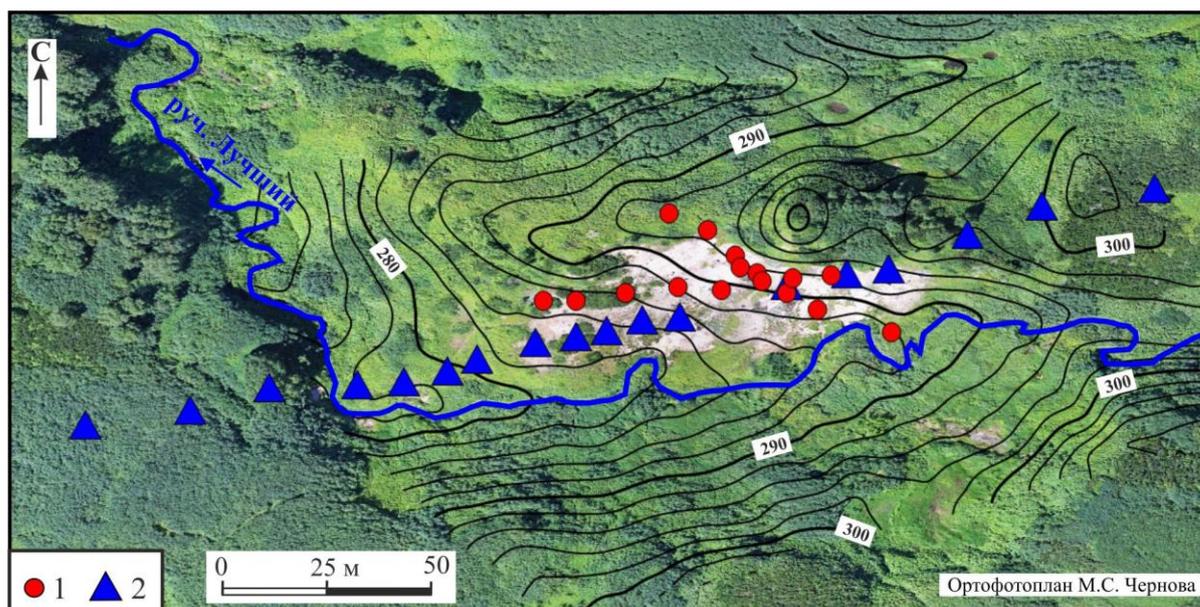


Рисунок 3.10. Схема расположения пунктов сети гравиметрических наблюдений в районе Восточно-Паужетского термального поля.

1 – пункты измерений 2015 г; 2 – пункты дополнительных измерений 2016 г.

В 2018 г. проведены гравиметрические наблюдения по «региональному» профилю (пересекает все Паужетское геотермальное месторождение) с шагом 100 м (см. рис. 3.3). Контрольные измерения составили 15%, среднеквадратичная погрешность 0.03 мГал. Для учета сползания нуля-пункта, а также учета погрешности GPS аппаратуры измерения проводились в опорных точках, одна из которых находилась на бетонном основании скважины К-14 (район Верхне-Паужетского термального поля). Местоположение этой точки не меняется для гравиметрических съемок, проводимых с 2011 г., что позволило увязать новые данные с полученными ранее [Букатов и др., 2011; Феофилактов и др., 2017, 2020].

3.4. Микросейсмическое зондирование

Метод низкочастотного микросейсмического зондирования был применен на площади Паужетского геотермального месторождения с целью изучения глубинной геологической структуры. Этот метод основан на свойстве скоростных неоднородностей

земной коры искажать спектр низкочастотного микросейсмического поля [Горбатиков, 2008]. Считается, что основной вклад в микросейсмическое поле вносится фундаментальными модами Рэлея. Информативным параметром является искажение амплитудного поля при взаимодействии со скоростными неоднородностями. Фазовая информация не используется. Форма и глубина залегания неоднородности оценивается исходя из распределения искажения на поверхности и частоте, на которой это искажение проявляется. В работе [Горбатиков, 2011] показано, что на поверхности Земли над высокоскоростными неоднородностями спектральные амплитуды в определенном частотном диапазоне уменьшаются, а над низкоскоростными - возрастают. Существует частота f волны Рэлея, для которой искажения от неоднородности на глубине залегания H максимальны. Эта частота f связана с глубиной залегания неоднородности H и скоростью фундаментальной моды волны Рэлея $V_R(f)$ соотношением $H \approx 0.4 \cdot V_R(f)/f$, что подтверждено исследованиями геологических объектов различного масштаба и генезиса и модельными расчетами. Это соотношение используется при оценке глубины залегания неизвестной неоднородности, формирующей амплитудные искажения (которые возможно измерить) на частоте f . Согласно численным экспериментам [Горбатиков, 2011], разрешающая способность метода по горизонтали оценивается как $(0.25 - 0.3)\lambda$, где λ – эффективная зондирующая длина волны. Оценка разрешения по вертикали составляет величину $(0.3 - 0.5) \lambda$, где λ – эффективная длина волны для средней глубины между неоднородностями. Также показано, что присутствие изолированной малой неоднородности можно определить даже если ее размеры меньше длины волны в 10 и более раз.

Методика проведения полевых измерений сводится к накоплению спектра мощности микросейсмического сигнала в течение некоторого времени последовательно от точки к точке вдоль профиля несколькими переносными датчиками. Одновременно

регистрируется микросейсмический сигнал на опорной точке в пределах исследуемого полигона для устранения эффекта нестационарности зондирующего микросейсмического сигнала. Во время полевых работ был пройден микросейсмический профиль А – В (рис. 3.11). На профиле отработано 39 точек, расстояние между ними 100 м, длина профиля составила около 4 км. Для регистрации был использован измерительно-аппаратурный комплекс из пяти портативных широкополосных цифровых сейсмометров Guralp CMG-6TD, которые обеспечивали регистрацию микросейсм по трем компонентам в частотном диапазоне $f = 0.033 - 50$ Гц. Дискретизация сигнала составляла 100 отсч/сек. Диапазон аналого-цифрового преобразования - 24 бита. Синхронизация отсчетов по времени обеспечивалась встроенными приемниками GPS. Время регистрации в каждой точке составляло не менее 150 минут, что определялось необходимостью достижения статистической устойчивости спектра [Feofilaktov et al., 2015].

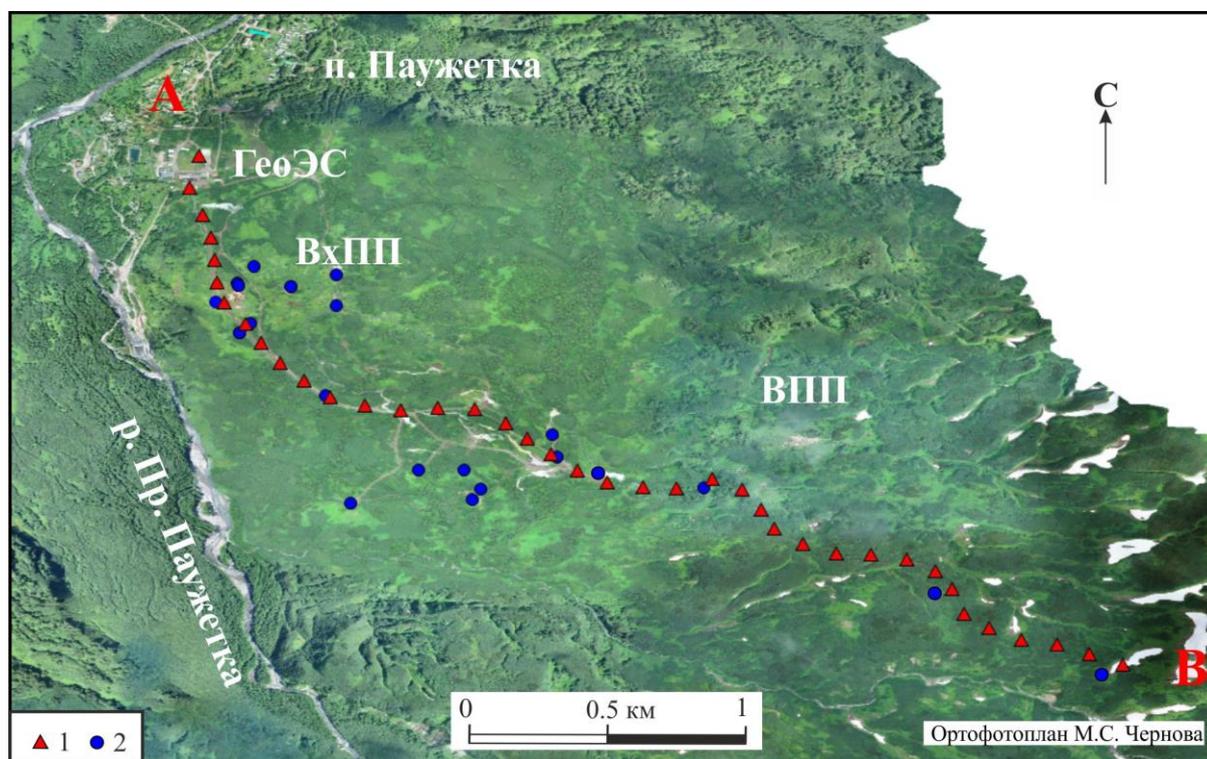


Рисунок 3.11. Схема расположения пунктов микросейсмических зондирований на профиле А – В, пересекающем Паужетское геотермальное месторождение.

1 – пункты зондирований; 2 – местоположение скважин на месторождении. Сокращенные названия: ГеоЭС – Паужетская геотермальная станция; ВхПП – Верхне-Паужетское термальное поле; ВПП – Восточно-Паужетское термальное поле.

3.5. Температурная съемка

Измерения температуры грунтов проведены на участках активных термопроявлений Паужетского геотермального месторождения. Такие участки расположены в центральной его части (Верхне-Паужетское поле) и восточной (Восточно-Паужетское термальное поле). Измерения проводились комплектом заводских термомпар, принцип действия которых основан на термоэлектрическом эффекте. Для снятия показаний использовался портативный мультиметр. Термомпары калибровались регулярно. Точность измерений не зависела от температуры воздуха, времени суток и других факторов и составила $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Для привязки пикетов на местности использовался GPS-навигатор Garmin 62s, точность определения координат = 3 – 5 м. Температурная съемка грунтов на Восточно-Паужетском термальном поле выполнена летом 2014 г. в 254 точках зондирования по нерегулярной сети наблюдений (рис. 3.12). Съемка выполнена на участке 150×300 м. Измерения температуры грунтов проведены на глубине 60 – 80 см, что соот-

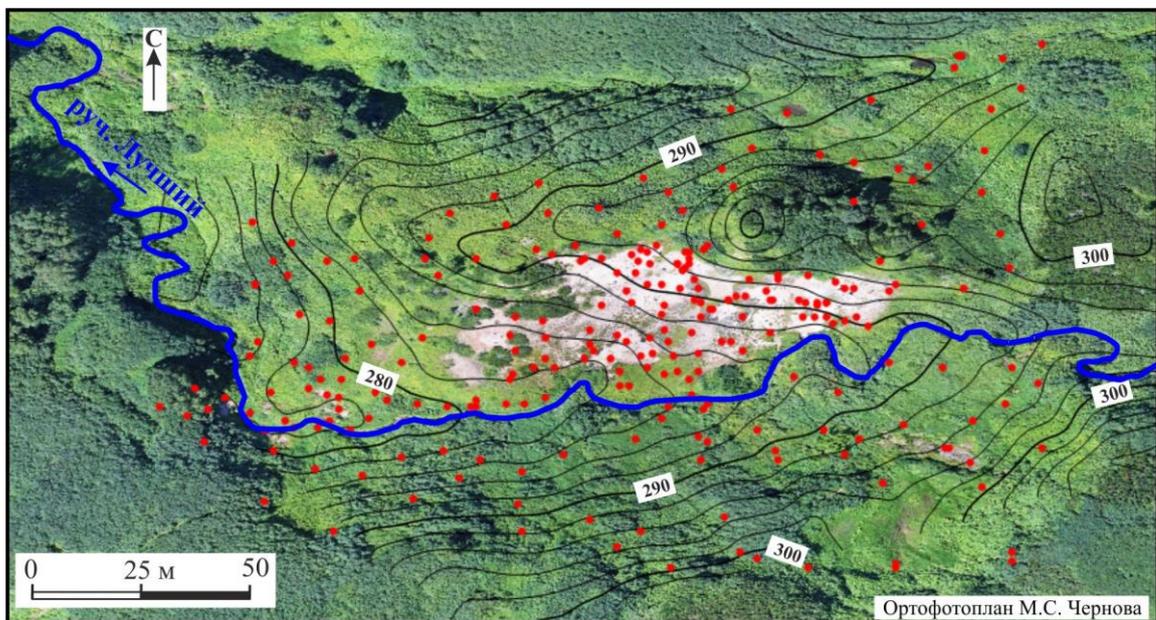


Рисунок 3.12. Схема расположения точек температурной съемки грунтов в районе Восточно-Паужетского термального поля.

ветствует общепринятой методике [Вакин и др., 1976], позволяющей исключить влияние суточных колебаний температур, а также метеоусловий на режим термального поля.

В центральной части Паужетского геотермального месторождения температурная съемка выполнена в 2005 г по нерегулярной сети наблюдений (рис. 3.13). температура измерялась на глубине 60 – 80 см. В 2020 г проведены работы по регулярной сети наблюдений (20 × 20 м). Измерения температуры грунтов проведены на глубине 80 см.

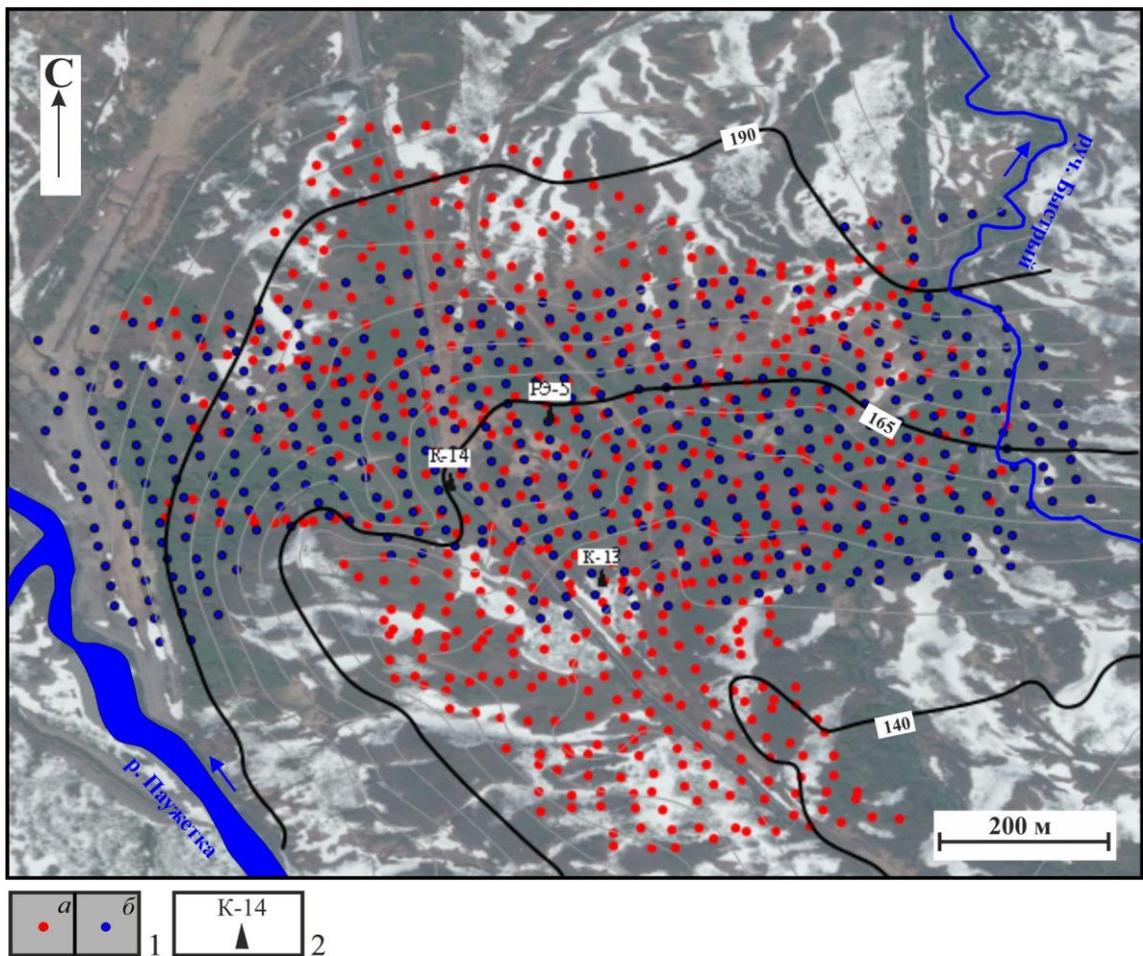


Рисунок 3.13. Схема расположения точек температурной съемки грунтов в центральной части Паужетского геотермального месторождения.

1 – местоположение пунктов площадной съемки 2005 г. (а) и 2020 г. (б); 2 – местоположение и название скважин.

ГЛАВА 4. Фактический материал и его интерпретация

На Паужетском геотермальном месторождении проведены работы по изучению особенностей строения и структуры как основных термоаномалий (районы Верхне-Паужетского и Восточно-Паужетского термальных полей), так и всего месторождения (рис. 4.1). Разделим полученные результаты по районам и задачам исследований.

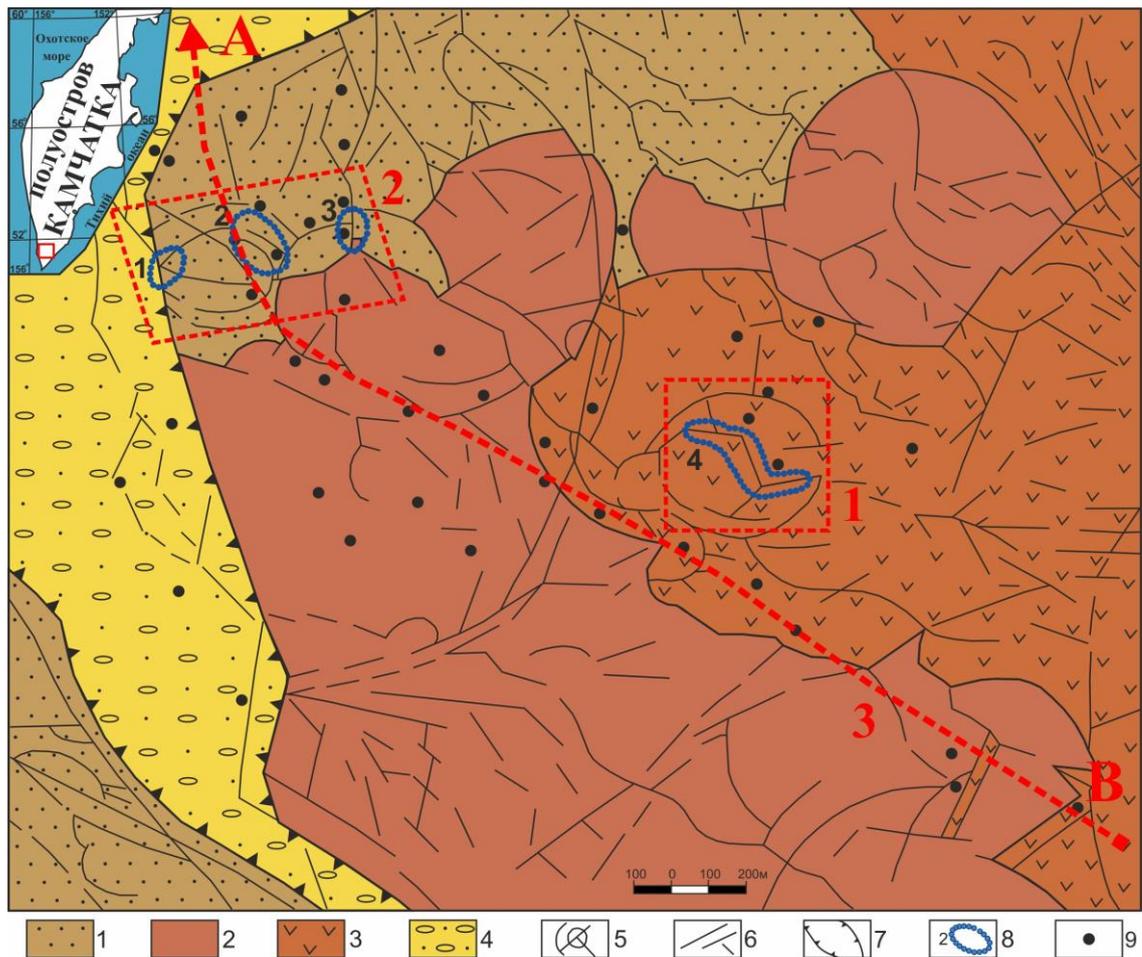


Рисунок 4.1. Схематическая геологическая карта Паужетской гидротермальной системы [Структура ..., 1993] с обозначением участков проведенных геофизических исследований (обозначены красным цветом): 1 – район Восточно-Паужетского термального поля; 2 – центральная часть Паужетского геотермального месторождения; 3 – профиль изучения строения гидротермальной системы.

1 – туффыты и туфы верхнепаужетской подсвиты верхний неоген -нижнечетвертичного возраста; 2 – лаво-экструзивный комплекс пород кислого состава среднечетвертичного возраста; 3 – андезиты и андезибазальты среднечетвертичного возраста; 4 – аллювиальные валунно-галечные отложения; 5 – кольцевые тектонические нарушения, оконтуривающие приподнятые блоки пород и контролирующее положение термальных полей; 6 – система линейных тектонических нарушений; 7 – Паужетский грабен верхнечетвертичного возраста; 8 – термальные поля: 1 – Южно-Паужетское, 2 – Верхне-Паужетское, 3 – Нижне-Паужетское, 4 – Восточно-Паужетское; 9 – скважины.

4.1. Восточно-Паужетское термальное поле (фланг геотермального месторождения)

По результатам температурной съемки околонуены границы Центрального участка Восточно-Паужетского термального поля по изотерме 20 °С (рис. 4.2). Грунты максимально прогреты до 105 °С в средней части поля: аномалия размером 50 – 60 м имеет дугообразную форму, здесь происходит и основная разгрузка парогидротерм, кратко охарактеризованная выше. По периферии выделяются более мелкие аномалии с температурами грунтов до 70 °С, к ним приурочены отдельные парогазовые струи или кипящие котлы. Выполненные в 1960-х годах измерения температур грунтов Восточно-Паужетского термального поля [Сугробов, 1971] отличаются меньшей детальностью (рис. 4.1 б), но распределение аномалий принципиально схоже. Поэтому можно констатировать, что температурный режим термального поля, в целом, не изменился за прошедшие 50 лет, что имеет принципиальное значение для изучения структуры приповерхностной зоны разгрузки гидротерм в районе термального поля.

По результатам электроразведочных работ построены наблюдаемые кривые ВЭЗ, псевдоэлектрический разрез и геоэлектрический разрез Восточно-Паужетского термального поля на глубину до 25 м (рис. 4.3). Разрез характеризуется кривой типа Н ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$). Используя материалы послойного изучения толщи гидротермальных глин, наиболее детально разделим верхнюю часть геоэлектрического разреза до глубины 5 – 6 м. Сверху вниз выделяются следующие, контрастные по удельному сопротивлению (ρ), слои геоэлектрического разреза:

а – верхний слой ($\rho = 30 - 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) средней мощностью 1 м, выклинивающийся к поверхности вблизи точки 4. Эта область соответствует горизонту глин зоны сернокислотного выщелачивания;

б – слой ($\rho = 10 - 12 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) мощностью от 0.5 до ≥ 1 м, соответствующий горизонту тугопластичных влагонасыщенных глин;

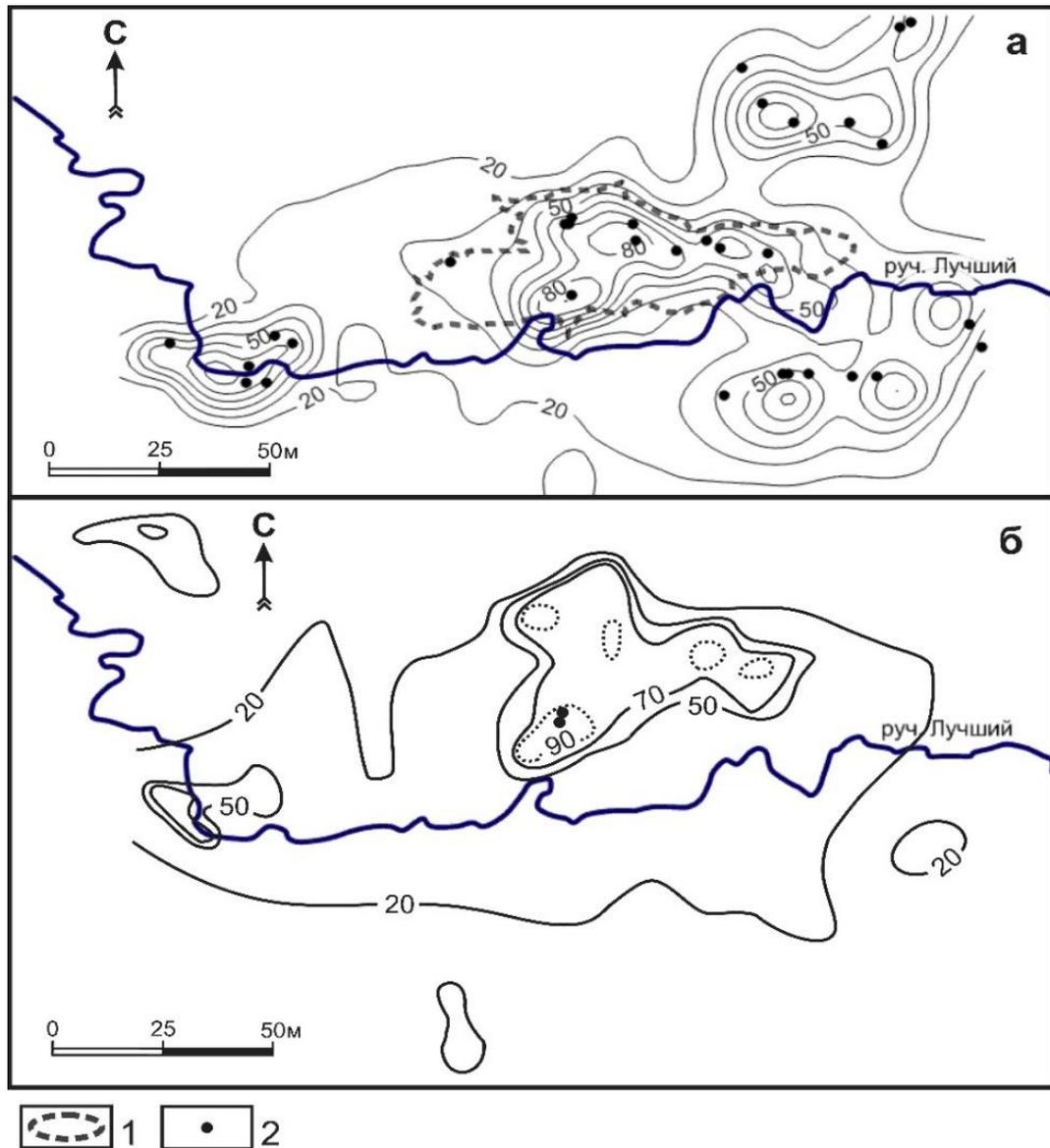


Рисунок 4.2. Схема распределения температур грунтов в пределах Восточно-Паужетского термального поля по данным на 2014 г. (а) и 1964 г. (б) [Феофилактов и др., 2017].

1 – наиболее прогретая часть термального поля, выделяемая по отсутствию растительности; 2 – грязе-водные котлы и паровые струи.

в – слой ($\rho = 2.5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) мощностью от 0.5 до 1.5 м, характеризующийся более плотными и относительно сухими глинами. Такие низкие значения ρ можно объяснить вероятным пропариванием горизонта под действием высокой температуры (85 – 105 °С на этой глубине). Кроме того, горизонт характеризуется повышенной минерализацией субстрата – здесь установлены фосфатно-алюмосиликатно-сульфидная и кремнисто-карбонатно-сульфидная минеральные ассоциации, выполняющие пологопадающие

жильные зоны в основании толщи глин. Как отмечено выше, и основная масса гидротермальных глин этого горизонта включает сульфиды ряда металлов, что повышает электропроводность данного слоя;

г – слой ($\rho = 4 - 6 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) мощностью от 3 – 4 м в центральной части разреза, до 7 м в западной; в восточной части он погружается на глубину более 20 м. Этот слой, вероятно, соответствует горным породам, интенсивно обводненным минерализованными термальными водами и содержащим большое количество сульфидов;

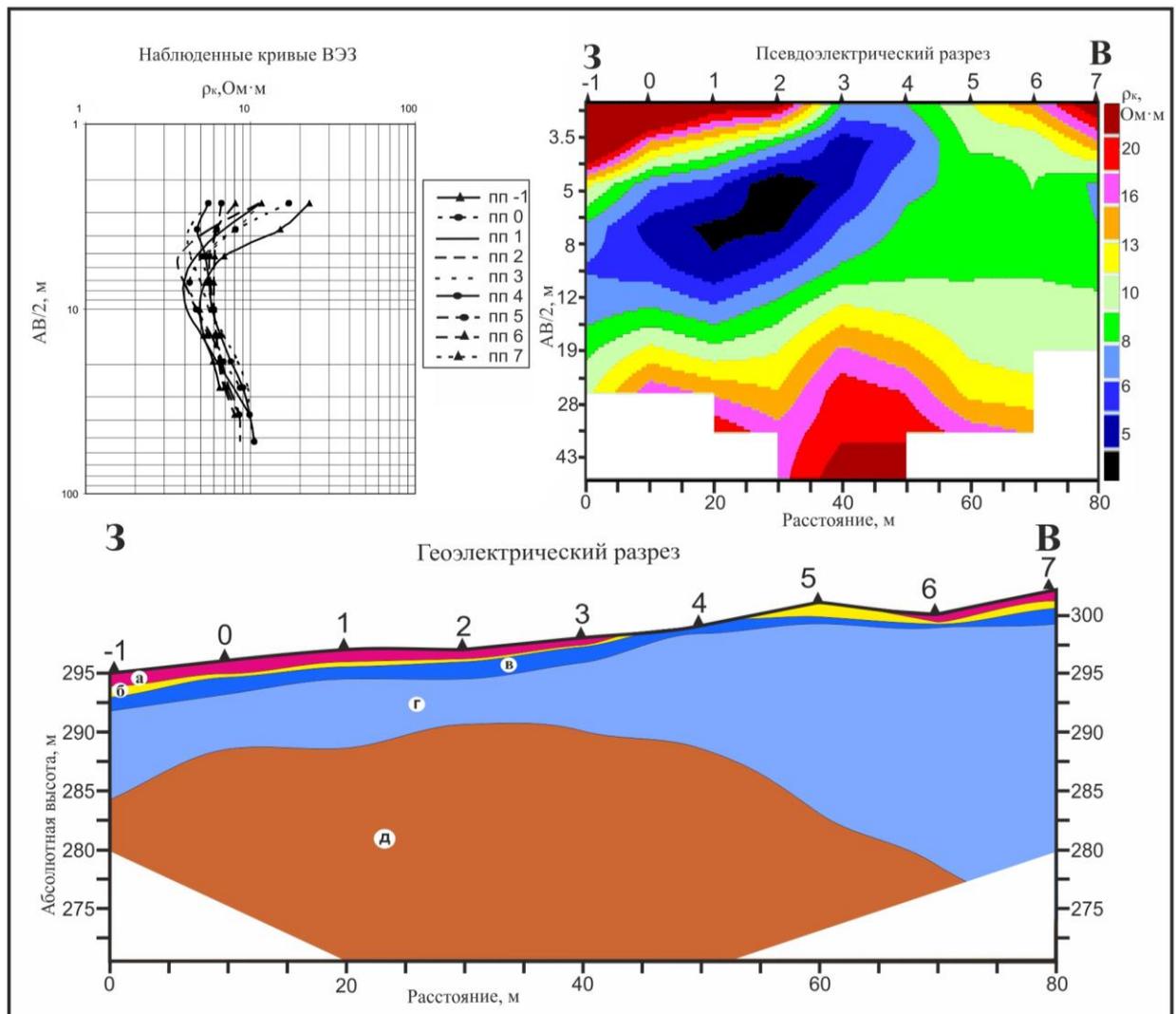


Рисунок 4.3. Псевдоэлектрический и геозлектрический разрезы Восточно-Паужетского термального поля [Феофилактов и др., 2017]. Выделены слои (а – д), контрастные по удельному сопротивлению среды (описание в тексте).

д – подстилающий горизонт ($\rho = 10 - 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), кровля которого залегает на глубине 6 м в центральной части разреза и погружается к периферии: в западной части – до 7 м, в восточной – более 20 м. Горизонт соответствует менее обводненной толще пород.

На карте распределения естественного электрического поля (ΔU), построенной для района Восточно-Паужетского термального поля, выделяется области высоких значений потенциала (рис. 4.4). Измеренные значения ΔU изменяются в пределах от -40 до +63 мВ. Максимальное значение имеет область, расположенная в Ю-З части в непосредственной близости к ручью. Выделенные аномалии, в целом, коррелируют с высокотемпературными участками: они приурочены к парогазовым выходам, где происходит интенсивное просачивание растворов сквозь толщу гидротермальных глин и испарение влаги в пределах зоны сернокислотного выщелачивания. Область низких значений потенциала соответствует участку пород, на котором не наблюдаются разгрузки парогидротерм.

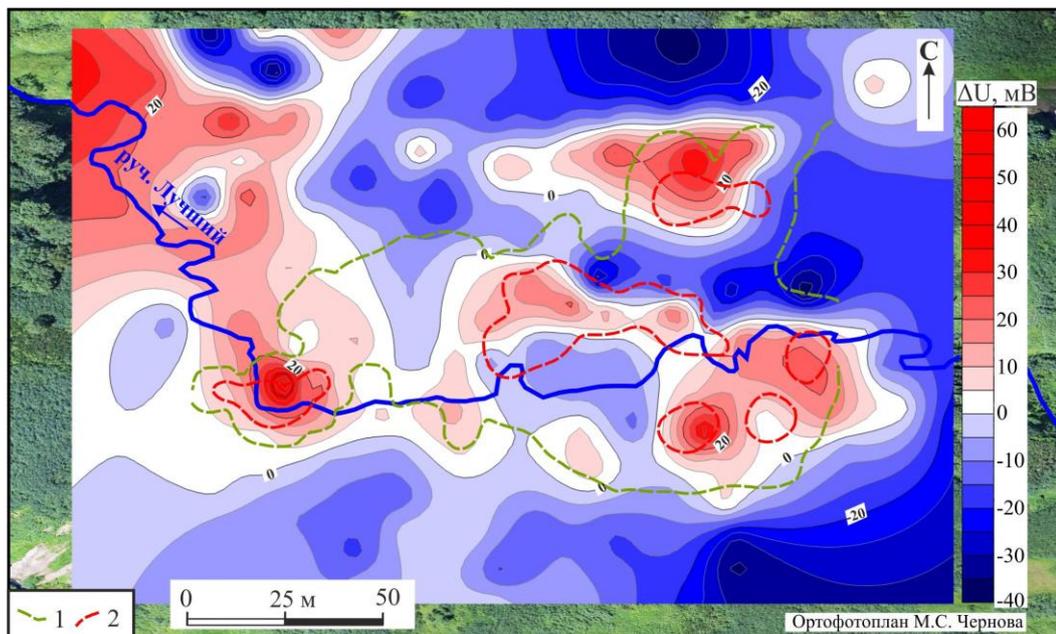


Рисунок 4.4. Карта распределения значений разности потенциалов естественного электрического поля на площади Восточно-Паужетского термального поля по результатам работ 2018 г.

1 – изотерма 20 °С; 2 – изотерма 50 °С (см. рис. 4.2а).

По результатам магнитометрической съемки можно сказать следующее. На общем фоне отрицательных значений ΔT_a в центральной части термоаномалии выделяется интенсивная положительная аномалия – до +690 нТл (рис. 4.5). Ранее она была выделена по данным мелкомасштабной съемки [Нуждаев, Феофилактов, 2014]. Термальные поля и другие участки разгрузки минерализованных вод чаще всего характеризуются отрицательными магнитными аномалиями вследствие интенсивного выщелачивания ферромагнитных минералов из пород, что, например, типично для Нижне-Кошелевского геотермального месторождения [Нуждаев, Феофилактов, 2013]. В данном случае положительная магнитная аномалия в центре термального поля может свидетельствовать в пользу наличия на небольшой глубине субвулканического тела основного или среднего состава, кровля которого приближена к дневной поверхности. Такие тела установлены ранее на всем протяжении Камбального вулканического хребта [Белоусов, 1978; Структура ..., 1993; Сывороткин, 1993].

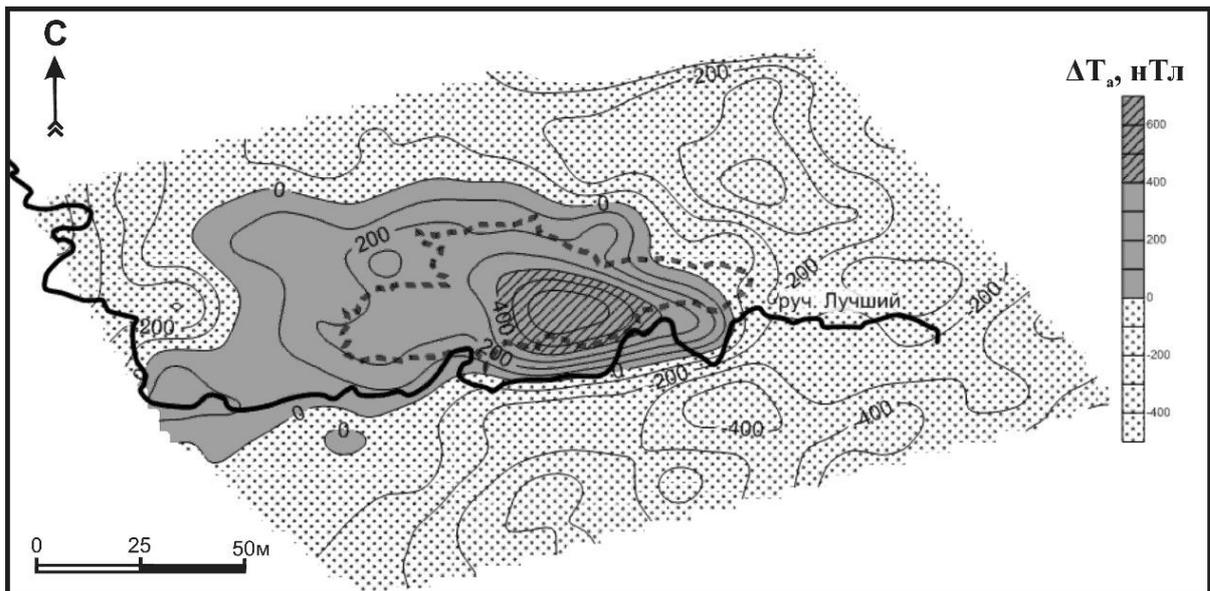


Рисунок 4.5. Карта распределения значений аномального магнитного поля ΔT_a для Восточно-Паужетского термального поля [Феофилактов и др., 2017].

Пунктиром обозначена видимая граница термального поля по распространению растительности.

Для интерпретации положительной магнитной аномалии были построены графики по профилям С–Ю (рис. 4.6). Обратная задача решалась методом касательных и характерных точек [Гершанок, 2006]. Асимметрия графиков свидетельствует о наклонном залегании аномалообразующего объекта (субвулканического тела) шириной около 30 – 40 м, с резкой границей на юге и более плавной в северной части. Глубина верхней кромки тела, создающего аномалию, находится в интервале 13 – 23 м, а мощность по предварительным данным не превышает 200 м. Породы таких тел, обладающие кристаллической структурой, менее подвержены гидротермальным изменениям, чем вмещающие их лавы или туфы.

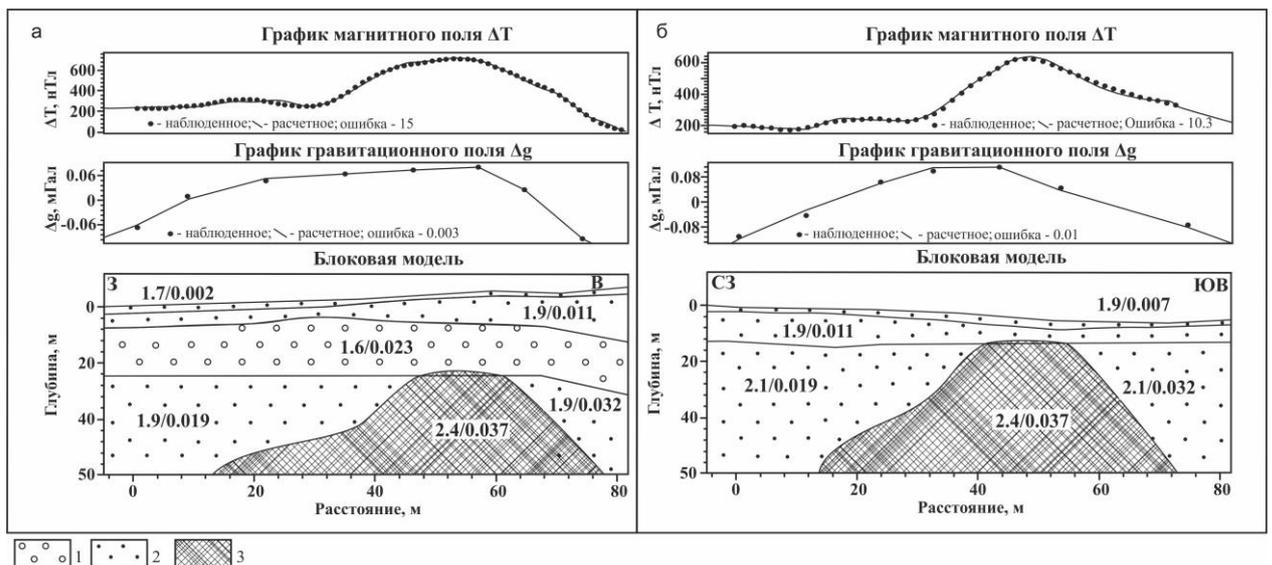


Рисунок 4.6. Графики распределения потенциальных геофизических полей и модель структуры Восточно-Паужетского термального поля, построенная на основании геофизических и литологических данных: а – по меридиональному профилю, б – по широтному профилю [Феофилактов и др., 2017].

1 – группа блоков с плотностью 1.6 г/см³, 2 – то же, 1.7-2.1 г/см³, 3 – то же, 2.4 г/см³. Цифрами на схеме отмечены средние значения плотности и магнитной восприимчивости (в знаменателе) для каждого блока.

Вероятно, с внедрением этого тела может быть связано и образование относительно поднятого блока вмещающих пород и, соответственно, самого Восточно-Паужетского термального поля. Обширная область отрицательных значений ΔT_a вокруг этой аномалии

может указывать на наличие скрытой разгрузки гидротермальных растворов, приуроченной к эндо-экзоконтактовой зоне субвулканического тела.

В результате гравиметрических исследований получены графики аномального гравитационного поля в редукции Буге (рис. 4.6). Для расчета плотности промежуточного слоя использовался статистический способ Неттлетона [Гравиразведка ..., 1990]. Построены графики корреляции рельефа местности с аномальным гравитационным полем в редукции Буге для диапазона плотностей 1.5 – 3.0 г/см³. Данный диапазон выбран согласно имеющимся литологическим данным, а также данным из материалов фондовых отчетов. Наименьшая корреляция наблюдается при плотности 2.0 г/см³, что обусловило выбор этого значения. При анализе полученных графиков предположено, что тело, создающее гравитационную аномалию, имеет правильную форму: это вертикальный материальный стержень. По результатам дополнительных работ по профилю с выходом за пределы Верхне-Паужетского термального поля по предварительным данным определено, что верхняя кромка аномалообразующего тела располагается на глубине 40 – 70 м.

4.2. Паужетское геотермальное месторождение

На основании температурной съемки на Верхне-Паужетском термальном поле выделена обширная прогретая область сложной конфигурации (рис. 4.7). Центральная аномалия образует овал, вытянутый в северо-восточном направлении, и соответствует контуру Верхне-Паужетского термального поля. Наиболее прогретый (до 50 – 107 °С) участок ориентирован субширотно и, вероятно, трассирует зону восходящего теплового потока, вытянутую в радиальном направлении в кольцевой структуре приподнятого тектонического блока. Участок представляет собой область разгрузки термальных вод и пара на дневной поверхности и охарактеризован выше. Общая термоаномалия также вытянута в субширотном направлении и включает отдельные локальные участки прогрева

грунтов. Западная концентрическая аномалия фактически смыкается с Южно-Паужетским термальным полем. Овальной формы восточный участок вытянут в сторону Нижне-Паужетского термального поля по направлению к выделенной ранее горячей зоне, трассирующей разлом ручья Быстрый. Таким образом, на схеме распределения температур грунтов прослеживается определенный структурный мотив, который, с одной стороны, в целом, коррелирует с радиально-кольцевой тектонической структурой приподнятого блока, с другой стороны – может быть обусловлен также сложным характером сочленения двух кольцевых блоков, показанных на рис. 4.1.

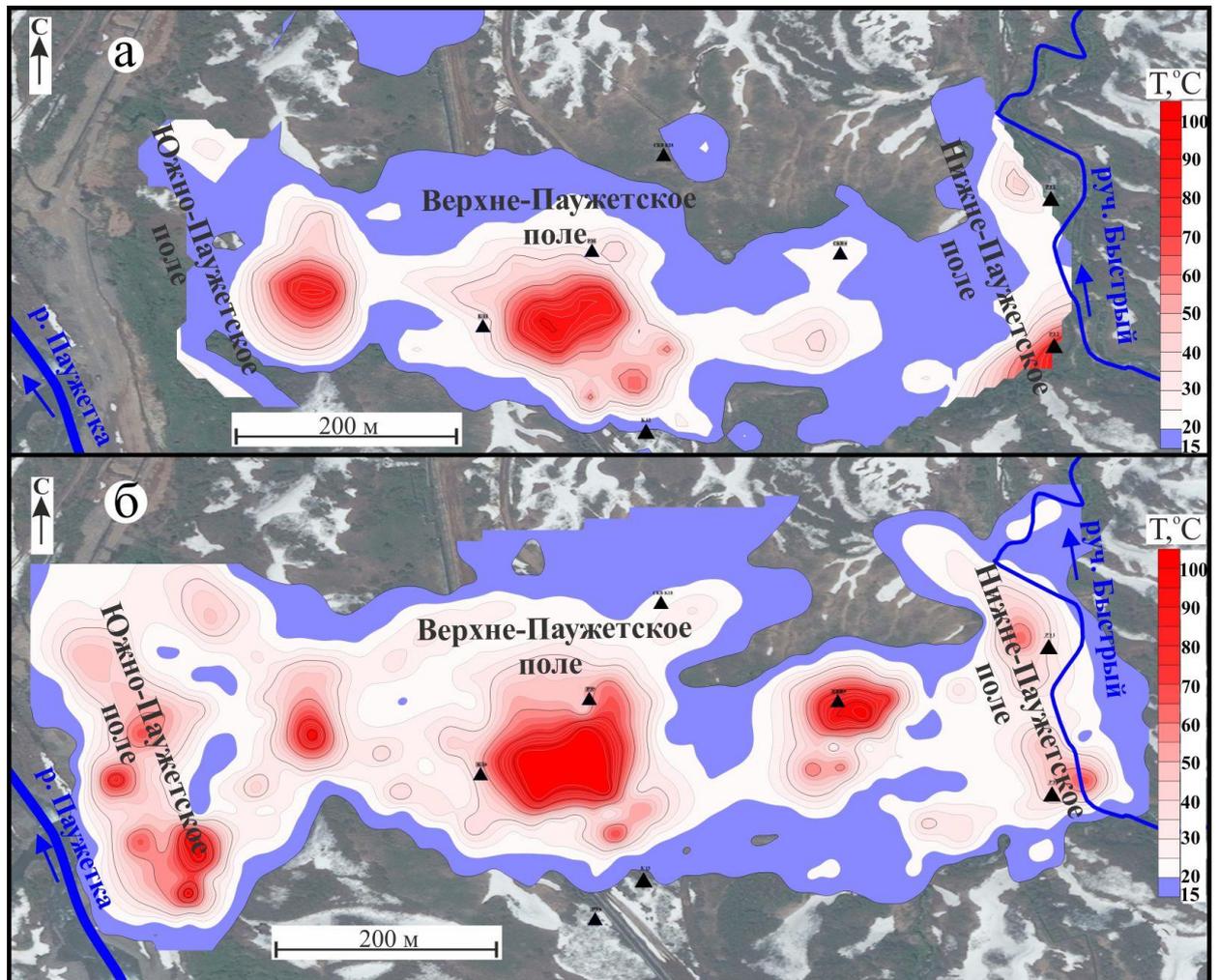


Рисунок 4.7. Схема распределения температуры грунтов в центральной части Паужетского геотермального месторождения по результатам съемок 2005(а) и 2020 гг. (б).

Треугольниками обозначено местоположение скважин.

Электроразведочные работы выполнены с целью изучения структуры потоков термальных вод и зон паро-газонасыщения пород в районе Верхне-Паужетского термального поля. На основании ВЭЗ построены псевдо- и геоэлектрический разрезы распределения удельного электрического сопротивления среды (у.э.с.). На псевдоэлектрическом разрезе (рис. 4.8) отмечается горизонтальная дифференциация значений в верхней части разреза АВ/2 – до 100 м. Область низких значений у.э.с. локализована в центральной части термального поля и приурочена непосредственно к зоне разгрузки парогидротерм. С севера и юга область оконтурена породами с высоким значением у.э.с. Северная граница контакта имеет пологое залегание, южная – субвертикальное.

Геоэлектрический разрез (см. рис. 4.8) характеризуется следующими параметрами (сверху – вниз):

а – приповерхностный горизонт, у.э.с. = 200 – 2000 Ом·м. Его мощность составляет 1.5 – 3 м в северной части разреза и увеличивается до 10 м в южной, в центральной части горизонт выклинивается к дневной поверхности. Породы представлены, в основном, мелко-тонкообломочными делювиальными отложениями, включают почвенно-растительные слои и гидротермальные глины каолинит-монтмориллонитового состава.

Отложения, в целом, слабо проницаемые для поверхностных метеорных вод и циркулирующих в основании толщи конденсатных гидротерм;

б – горизонт, характеризующийся минимальными значениями у.э.с. (2 – 7 Ом·м) и распространяющийся на основную часть разреза. Состоит из двух слоев. Представлен крупнопсефитовыми туфами паужетской свиты (верхний слой – более тонкообломочными туфами и туффитами), гидротермально измененными и проницаемыми для геотермального теплоносителя. Мощность представленного горизонта колеблется от 80 до 220 м. Согласно работе [Структура ..., 1993], этот участок соответствует верхней

водоносной толще в структуре месторождения. Наличие двух слоев, помимо литологических особенностей разреза, объясняется разным составом водной фазы: основная часть пород насыщена поступающими из глубины гидрокарбонатными растворами, верхняя «линза» – конденсатными сульфатными водами;

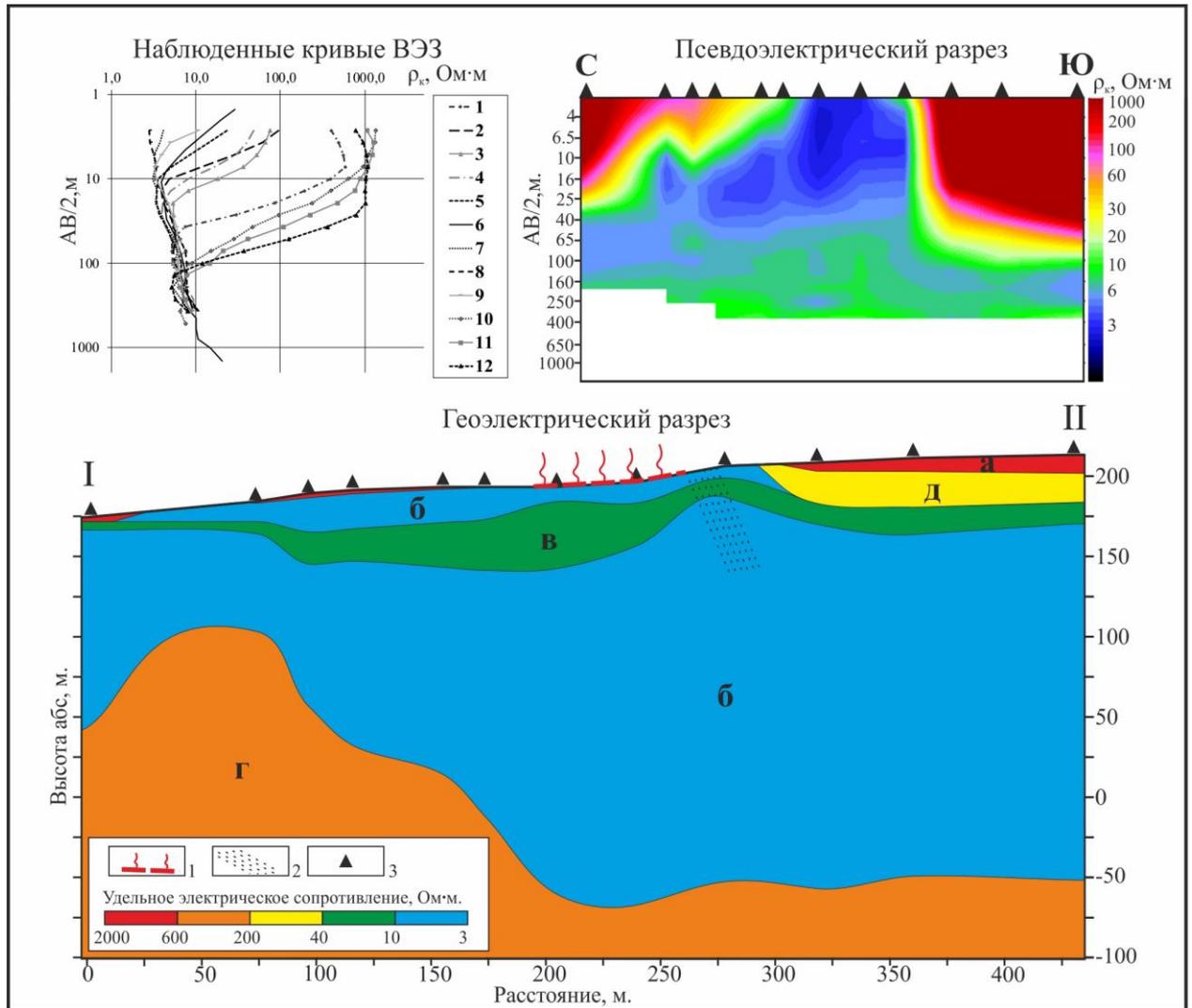


Рисунок 4.8. Псевдо- и геоэлектрический разрезы района Верхне-Паужетского термального поля по профилю С-Ю: а-д – слои, контрастные по удельному электрическому сопротивлению среды (см. текст) [Феофилактов и др., 2020].

1 – область разгрузки парогидротерм на дневной поверхности; 2 – пункты ВЭЗ; 3 – предполагаемая зона нарушения сплошности среды.

в – промежуточный горизонт с значением у.э.с. 10 – 25 Ом·м выделяется внутри проводящего слоя (б). Его мощность колеблется от 5 – 10 м в краевых частях разреза до 40 м в центральной части. На основании изучения керна скважины К-14 [Ямпольский,

Демьянец, 1976] породы этого горизонта представлены относительно плотными, но трещиноватыми туфами; поры выполнены цеолитами, пиритом, минералами кремнезема; значительная часть трещин открыта. Вероятно, этот горизонт можно считать промежуточным водоупором в верхне-паужетской водоносной толще;

г – подстилающий горизонт, у.э.с. = 100 – 400 Ом·м. Верхняя граница варьирует по глубине от 65 м в северо-западной части профиля, до 250 м в юго-восточной. Нижняя граница не определена. Согласно характеристике керна скважины К-14, породы этого горизонта представлены туфобрекчиями андезитового состава, трещиноватыми, но плотными. Геоэлектрические параметры и состав пород позволяют отнести этот горизонт к водоупорной толще;

д – участок с у.э.с. = 40 – 60 Ом·м. В разрезе этот прослой является продолжением горизонта «б», но отличается повышенным электрическим сопротивлением среды. Исходя из полученных в последнее время геологических данных, относительно высокие значения у.э.с. в этой части горизонта могут быть объяснены латеральной литологической неоднородностью разреза: на границе термального поля картировочной скважиной ВхПП-5/11 вскрыта кровля потока лав дацитов, полностью преобразованных в опалиты.

Исходя из высокой контрастности электрических свойств среды и перепадов уровней геоэлектрических горизонтов на южной границе Верхне-Паужетского термального поля предполагается наличие зоны проницаемого тектонического нарушения, по которому происходит фильтрация термальных вод к дневной поверхности. Выделение этого тектонического нарушения, проницаемого для гидротерм, подтверждает полученные ранее представления о тектонической структуре геотермального месторождения (см. рис. 2.1).

Геоэлектрические исследования в районе Верхне-Паужетского термального поля выполнены также методом ЕП (рис. 4.9). Диапазон изменения разности потенциалов ΔU

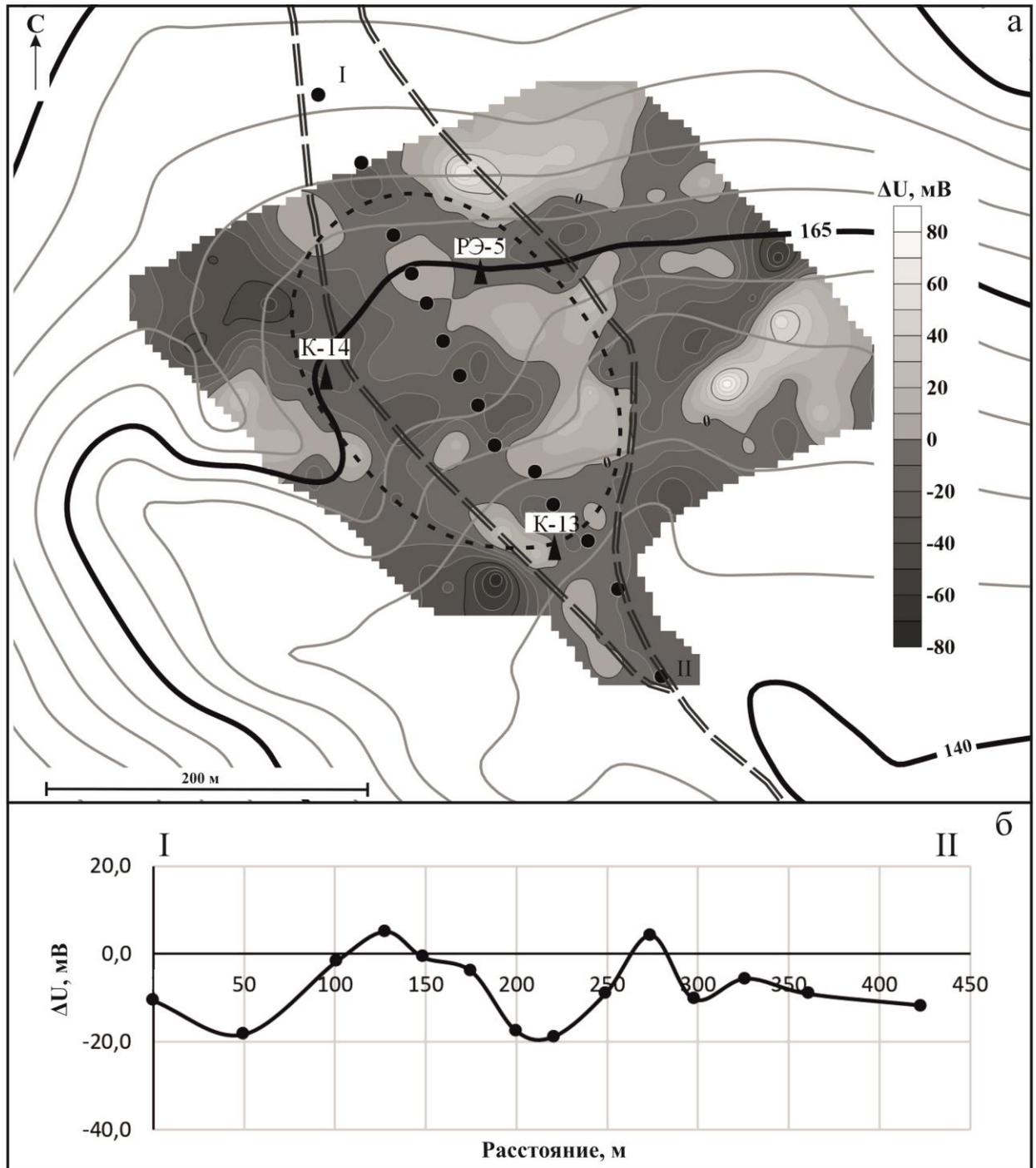


Рисунок 4.9. Схема распределения значений естественного электрического поля района Верхне-Паужетского термального поля: а – на площади, б – по профилю [Феофилактов и др., 2020].

составляет от -80 до +75 мВ. Значительная часть площади съемки представлена областью с отрицательным значением геоэлектрического поля, в котором находятся локализованные участки с положительными значениями. Термальное поле расположено в

области пониженных значений ЕП (ΔU достигает -25 мВ). Перераспределение потенциалов обусловлено неоднородным характером гидротермального изменения залегающих вблизи дневной поверхности пород, контрастным изменением кислотно-щелочных свойств неравномерно аргиллизированных (кислая среда), цеолитизированных (щелочная) или относительно слабо измененных (близнейтральная обстановка) пород. Так, в магнитном поле (ΔT_a) максимумам значений ΔU соответствуют подобные по конфигурации аномальные участки с интенсивностью до $+200$ нТл, что указывает на локализацию здесь слабо измененных пород.

По профилю I-II построен график распределения ΔU , где наиболее интенсивная разгрузка парогидротерм на дневной поверхности происходит на участке профиля 125 – 250 м (см. рис. 4.9 б). В этом промежутке выделяется два экстремума: максимум на 127 м и минимум – 221 м. Согласно геологическому разрезу, вскрытому скважиной К-14, минимум значений ΔU приурочен к зоне интенсивных гидротермально-метасоматических изменений туфовой толщи; изменения сопровождаются интенсивным отложением пирита и др. сульфидов. По предварительным оценкам методом касательных [Хмелевской, 1970] глубина залегания верхней кромки аномалообразующего тела равна 40 м. Такие оценки хорошо коррелируют с данными ВЭЗ: на этом интервале глубины выделяется горизонт пород с значениями у.э.с. = 40 – 60 Ом·м.

На результирующей карте распределения аномального магнитного поля для Паужетского геотермального месторождения район Верхне-Паужетского термального поля выделяется изометричной концентрически-зональной структурой с отрицательной аномалией в центре, положительными вокруг нее и вновь отрицательными по периферии (рис. 4.10) [Нуждаев и др., 2014]. Термальное поле приурочено к отрицательной аномалии ΔT_a , что подтверждает физическую природу неоднородности, образованной вследствие выщелачивания ферромагнитных минералов в зоне аргиллизации пород.

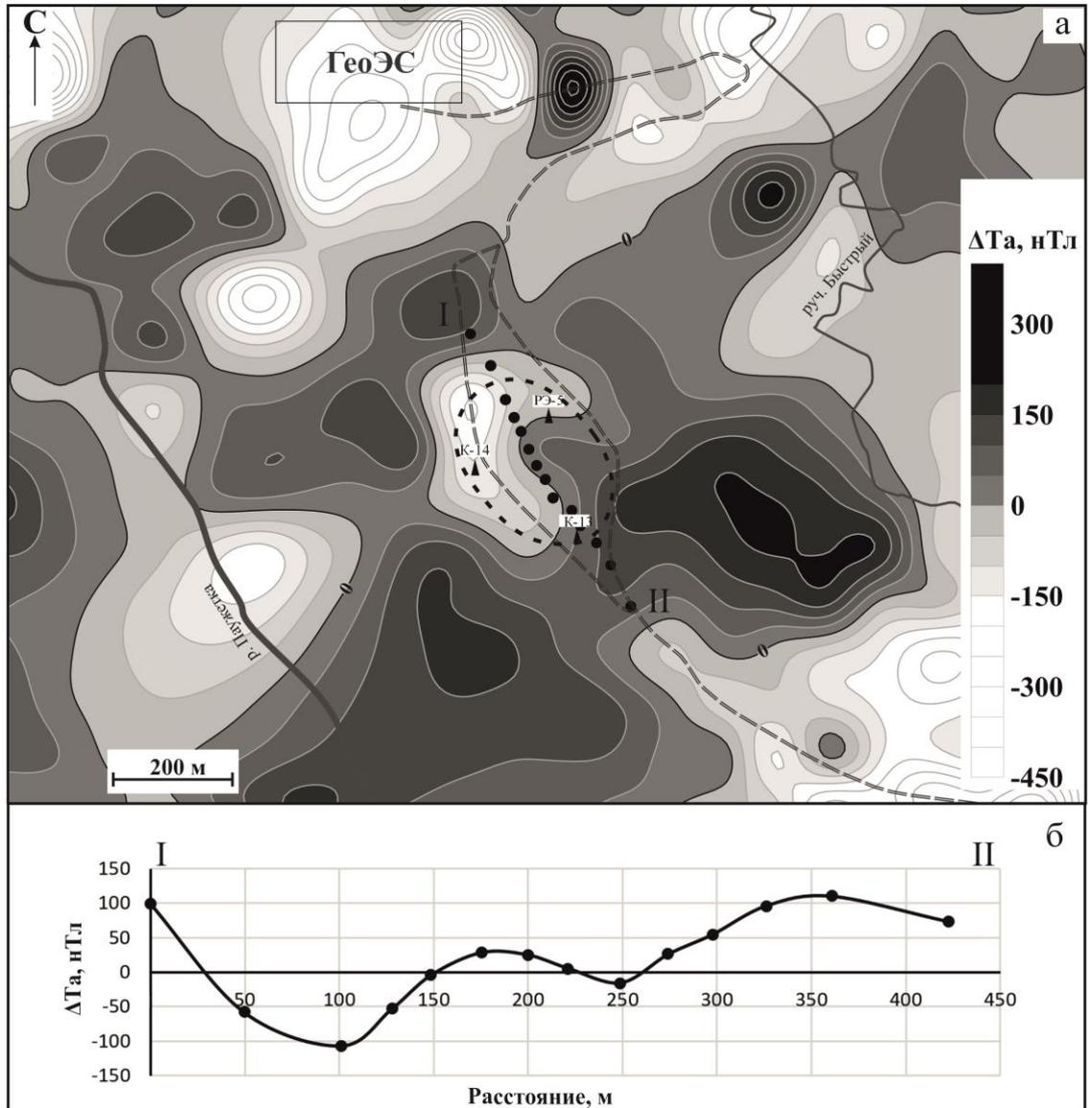


Рисунок 4.10. Фрагмент карты аномального магнитного поля Паужетского геотермального месторождения [Нуждаев и др., 2014]: распределение значений ΔT_a на площади (а) и по профилю (б) [Феофилактов и др., 2020].

Некоторое смещение отрицательной магнитной аномалии от контура термального поля к западу коррелирует с данными ВЭЗ (см. рис. 4.8) и может быть объяснено активным воздействием на вмещающие породы латерального потока кислых термальных вод, распространяющихся от основной зоны разгрузки. Локализация положительных аномалий в крупной изометричной области, перекрывающей площадь выделенной ранее кольцевой тектонической структуры [Структура ..., 1993], представляет большой интерес: аномалии

ΔT_a со значениями $\geq 100 - 200$ нТл, несомненно, отражают положение пород с повышенной остаточной намагниченностью (слабо измененных, в т.ч., возможно, интрузивных). Высокоградиентные отрицательные аномалии по периферии этой области приурочены к другим зонам разгрузки термальных вод – Южно-Паужетскому термальному полю, парящему участку в северо-западной части площади, горячей зоне, трассирующей руч. Быстрый.

Восточная часть Верхне-Паужетского термального поля находится в поле положительных значений ΔT_a . На основании предварительной оценки методом касательных [Магниторазведка, 1980] можно полагать, что глубина залегания верхней кромки аномалообразующего тела соответствует 30 м (см. рис. 4.10 б). Предположительно этим телом служит субинтрузия среднего состава или корни экструзий дацитов: силы, дайки, интрузии от диоритов до липаритов широко распространенные в структуре Паужетской гидротермальной системы [Структура ..., 1993; Феофилактов и др., 2017].

На основании гравиметрической съемки построена карта распределения аномального гравитационного поля в редукции Буге (Δg) для плотности промежуточного слоя 2.1 г/см^3 (рис. 4.11). Значения поля растут с запада на восток: от -1.1 мГал в долине руч. Быстрый, до $+0.45$ мГал в долине р. Паужетка. Верхне-Паужетское термальное поле приурочено к зоне локальной положительной аномалии (до $+0.3$ мГал). На графике распределения Δg в редукции Буге для плотности промежуточного слоя 2.1 г/см^3 значения поля меняются в диапазоне от -0.45 до $+0.33$ мГал. В центральной части выделяется положительная аномалия Δg . Ее экстремум пространственно коррелирует с наиболее высокотемпературным участком термального поля. По предварительным оценкам с помощью метода характерных точек для материального бесконечного стержня определено, что глубина залегания оси цилиндра равна $60 - 70$ м, а его радиус равен 104 м [Гравиразведка, 1981].

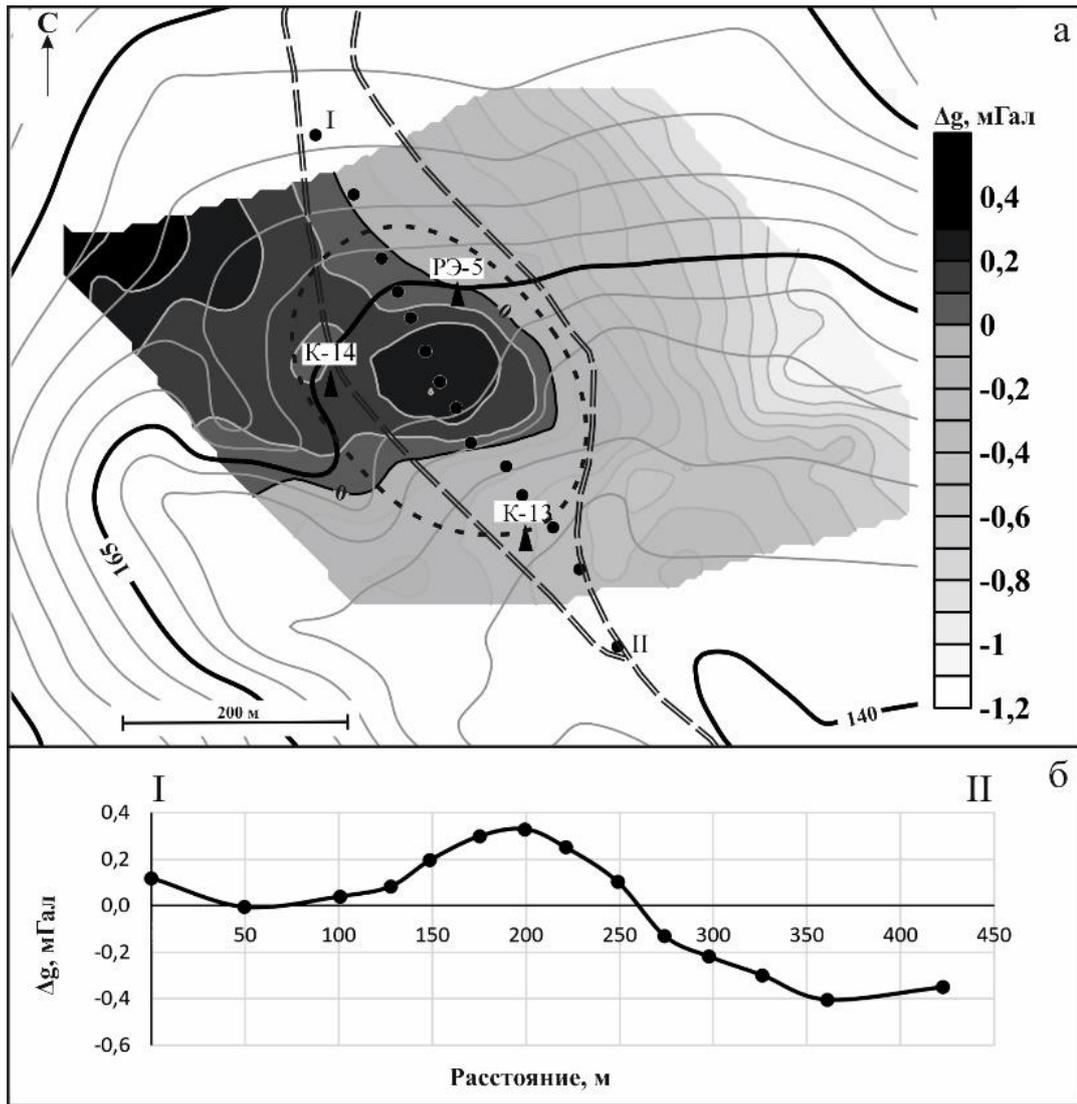


Рисунок 4.11. Схема распределения значений аномального гравитационного поля в редукции Буге (Δg) на площади (а) и по профилю (б) [Феофилактов и др., 2020].

4.3. Паужетская гидротермальная система

Вертикальные электрические зондирования выполнены с целью изучения структуры проводимости среды в верхних частях разреза Паужетской гидротермальной системы и зоны ее сочленения с региональными геологическими структурами. Полученные кривые распределения кажущегося электрического сопротивления (ρ_k) относятся к типу «Н–НК» (рис. 4.12). Приповерхностные горизонты геологического

разреза характеризуется высокими значениями ρ_k , на глубину электрическое сопротивление резко падает.

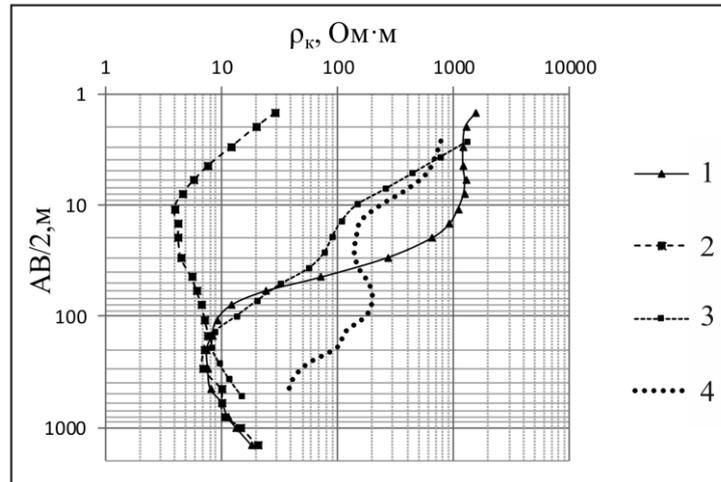


Рисунок 4.12. Кривые ВЭЗ, характерные для различных участков профиля [Феофилактов и др., 2021].

1 – кривая, соответствующая С-З части профиля (левая терраса р. Паужетка); 2 – участок естественной разгрузки парогидротерм (ВхПП); 3 – кривая, типичная для всей площади геотермального месторождения (центральная часть профиля); 4 – кривая, характерная для Ю-В части профиля.

Минимальные значения ρ_k достигаются на разносах питающей линии $AB/2 = 150 - 300$ м. В интервале разносов $AB/2 = 20 - 100$ м наблюдается перегиб кривых, который указывает на наличие промежуточного горизонта пород с повышенным значением сопротивлений, мощность и глубина которого варьирует по разрезу. Кривые зондирования в районе Верхне-Паужетского термального поля (центральной разгрузки парогидротерм в структуре гидротермальной системы) отличаются низкими значениями ρ_k в верхней части разреза (практически от поверхности) с плавным возрастанием значений на глубину.

Построены псевдо- и геоэлектрический разрезы распределения удельного электрического сопротивления среды (у.э.с.). На псевдоэлектрическом разрезе (рис. 4.13) в его верхней части ($AB/2$ – до 100 м) отмечаются высокие значения ρ_k , а также горизонтальная дифференциация удельного электрического сопротивления. Область

низких значений ρ_k локализована в нижней части разреза и приближается к поверхности непосредственно в зоне разгрузки парогидротерм (ВхПП – на рис. 4.13).

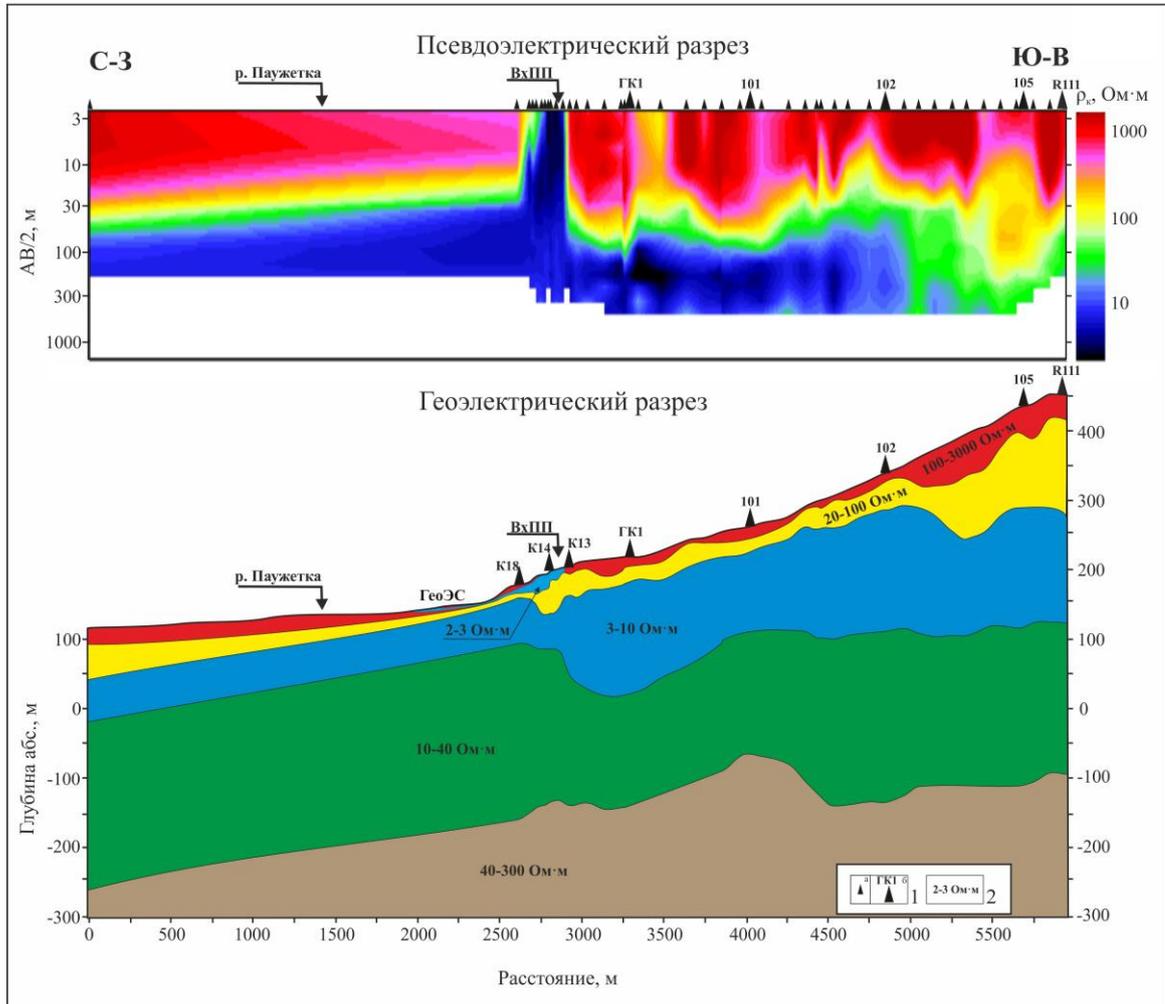


Рисунок 4.13. Псевдо- и геоэлектрический разрезы района Паужетской гидротермальной системы по данным ВЭЗ [Феофилактов и др., 2021].

На геоэлектрическом разрезе выделяются пять горизонтов (сверху вниз), характеризующихся достаточно контрастными интервалами значений у.э.с.

1-ый горизонт, у.э.с. = 100 – 3000 Ом·м. Мощность составляет от 10 до 38 м в С-З и центральной части профиля с выклиниванием к поверхности в районе ВхПП. В Ю-В части мощность увеличивается до 60 м. В геологическом разрезе горизонт отвечает аллювиальным отложениям Паужетского и Озерновского грабенных (левая часть профиля) и лаво-экструзивному комплексу дацитов и андезитов Камбального хребта (правая часть

разреза). Таким образом, породы этого горизонта, по-видимому, служат водоупором как для восходящих термальных, так и метеорных вод.

2-ой горизонт, у.э.с. = 20 – 100 Ом·м. Горизонт проявлен по всему разрезу, мощность варьирует от 7 м на участке разгрузки парогидротерм до 50 м; на склоне Камбального хребта мощность резко возрастает (см. рис. 4.13). Горизонт соответствует мелкообломочным туфам и туффитам андезидацитов верхнепаужетской подсвиты. Породы относительно плотные. Трещиноватость и открытая пористость проявляется на участках дробления, прилегающих к тектоническим (тектоно-магматическим) блокам, контролирующим в структуре Паужетской системы потоки гидротерм и области смешения их с метеорными водами (в частности, в районе ВхПП).

3-ий горизонт, у.э.с. = 3 – 10 Ом·м. Мощность колеблется от 50 до 160 м (резко возрастает в структуре гидротермальной системы). Этому горизонту соответствует толща псефитовых туфов среднепаужетской подсвиты. Породы пористые, трещиноватые, интенсивно гидротермально измененные – аргиллизированные и цеолитизированные.

4-ый горизонт, у.э.с. = 10 – 40 Ом·м. Мощность 160 – 240 м. Горизонт отвечает более крупнообломочным (псефитовым до агломератовых) туфам андезидацитов нижнепаужетской подсвиты. Породы также интенсивно гидротермально изменены: окварцованы, цеолитизированы, хлоритизированы, но аргиллизация проявлена в меньшей степени, чем в вышележащей толще. Трещины часто залечены минералами кремнезема, цеолитами, хлоритами и др. новообразованными минералами, что вероятно снижает общую водонасыщенность этих пород.

Горизонты 3 и 4, согласно [Структура ..., 1993], характеризуют верхний водоносный комплекс в структуре Паужетской гидротермальной системы.

5-ый горизонт, у.э.с. = 40 – 300 Ом·м служит основанием разреза, кровля горизонта залегает на глубинах 330 – 550 м от дневной поверхности. Выделение этого горизонта

только по кривым ВЭЗ проблематично вследствие влияния выше расположенного мощного водоносного комплекса паужетской свиты, который является своеобразным экраном в геоэлектрической среде. В Ю-В части разреза верхняя кромка пятого горизонта по полученным кривым ВЭЗ не установлена ввиду малых разносов питающей линии. Для более достоверного определения глубины залегания верхней кромки горизонта были привлечены данные разведочных скважин [Ямпольский, Демьянец, 1976; Асаулова, 2006]. Горизонт, в целом, соответствует толще плотных массивных голыгинских игнимбритов, являющихся промежуточным водоупором в структуре Паужетской гидротермальной системы (см. рис. 2.2).

В районе Верхне-Паужетского термального поля выделяется небольшая по размеру и мощности область (линза), характеризующаяся $у.э.с. = 2 - 3 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ (см. рис. 4.13). Эта область представлена интенсивно аргиллизированными пористыми и трещиноватыми туфами (туффитами), насыщенными гидрокарбонатно-сульфатными водами, разгружающимися на дневной поверхности. Высокая контрастность структуры геоэлектрического разреза под Верхне-Паужетским термальным полем позволяет предполагать наличие здесь субвертикальных разрывных тектонических нарушений, по которым поступают напорные гидротермы и происходит их смешение с метеорными водами, что согласуется с представлениями других авторов [Пампура, Сандимирова, 1991; Структура ..., 1993].

На основании электромагнитных исследований построены продольные и поперечные кривые зондирований (рис. 4.14). Продольные кривые в большей мере отражают глубинные проводящие зоны, в то время как поперечные несут наиболее достоверную информацию о приповерхностных частях разреза. Поэтому рассчитаны численные модели по продольным (в модификации ТЕ) и по поперечным (в модификации ТМ) кривым [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Инверсия кривых выполнена при помощи

программы численного двумерного моделирования по алгоритму [Rodi, Mackie, 2001]. В качестве априорных данных была принята одномерная модель данного участка с учетом уже известной геолого-геофизической информации.

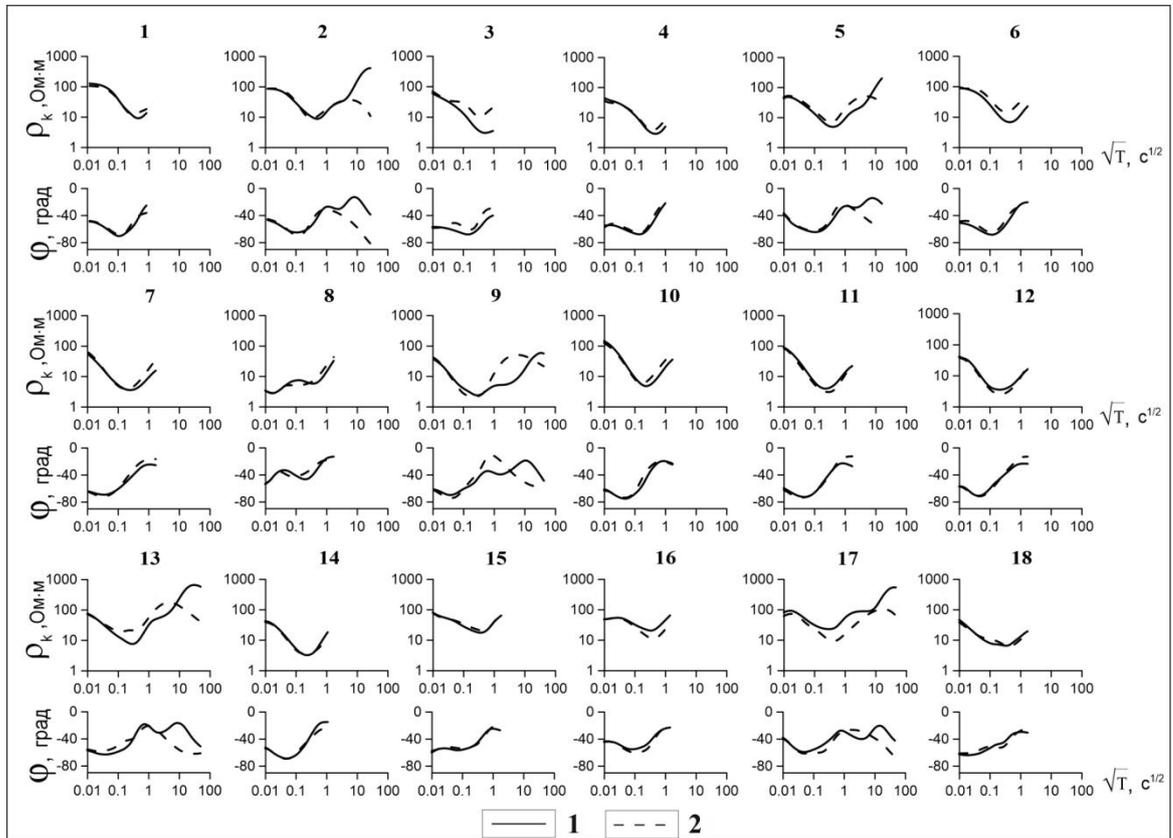


Рисунок 4.14. Амплитудные и фазовые кривые АМТЗ и МТЗ. Номера на схеме – пункты зондирования [Феофилактос и др., 2021].

1 – поперечные кривые АМТЗ и МТЗ; 2 – продольные кривые АМТЗ и МТЗ.

На основании анализа кривых зондирования построены геоэлектрические разрезы до глубины 2 и 10 км (рис. 4.15). Качественный анализ кривых показывает, что они подвержены ρ -эффекту. Данный эффект выражен в смещении амплитудных кривых по оси ординат, в отличие от фазовых кривых, которые этому эффекту не подвержены. ρ -эффект имеет гальваническую природу и связан с влиянием локальных геоэлектрических неоднородностей [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. В левой части продольных и поперечных амплитудных кривых (\sqrt{T} от 0.01 до 0.1 $c^{0.5}$) виден максимум, который характеризует аллювиально-делювиальные отложения с кажущимся электрическим

сопротивлением (ρ_k) до 100 Ом·м. Далее в высокочастотной области (диапазон \sqrt{T} от 0.5 до 0.8 с^{0.5}) на продольных и поперечных кривых выражен минимум, обусловленный наличием в разрезе толщи вулканогенно-осадочных пород, имеющих $\rho_k = 2 - 20$ Ом·м. Вулканогенно-осадочная толща сложена, преимущественно, туфами паужетской свиты.

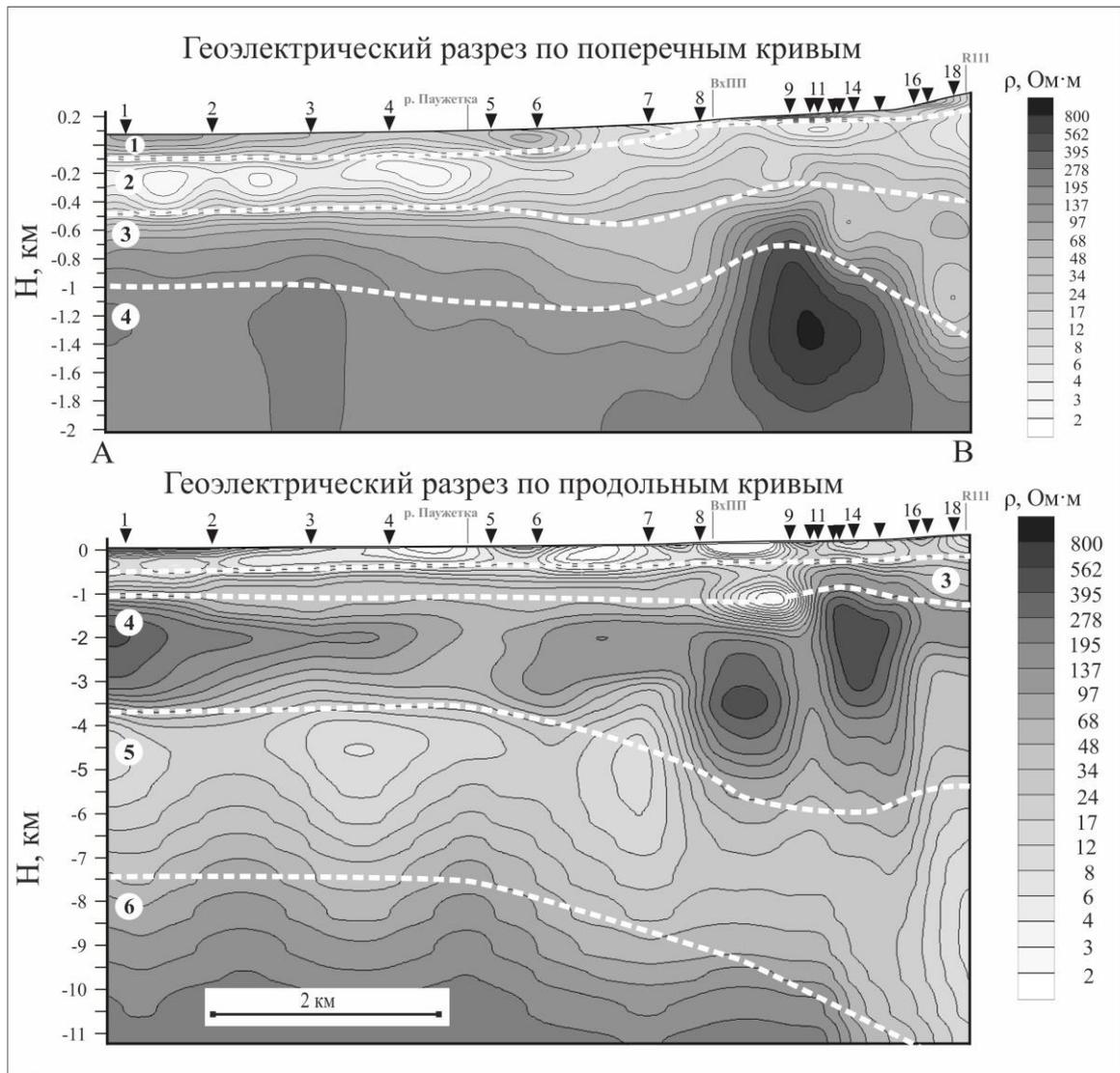


Рисунок 4.15. Геозлектрический разрез района Паужетской гидротермальной системы по данным МТЗ и АМТЗ [Феофилактов и др., 2021].

Аномальными характеристиками выделяется разрез в пункте наблюдения № 8: здесь у продольных и поперечных кривых не выражен максимум и кривые имеют наиболее низкие значения ρ_k . Такие значения характерны для разрезов центральной части Паужетской гидротермальной системы (района Верхне-Паужетского термального поля).

Аномальная форма кривых, вероятно, объясняется разгрузкой парогидротерм на данном участке. На продольных кривых МТЗ в правой части выделяется максимум (\sqrt{T} от 1 до 1.5 $\text{с}^{0.5}$). На основании этих данных выделяется горизонт, характеризующийся значениями $\rho_k = 20 - 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Этот горизонт соответствует в геологическом разрезе анавгайским песчаникам. Далее восходящая ветвь на продольных кривых (\sqrt{T} от 30 до 40 $\text{с}^{0.5}$) позволяет выделить зону от 100 до 500 $\text{Ом}\cdot\text{м}$ и более, на поперечных кривых МТЗ выделяется максимум (\sqrt{T} от 5 до 15 $\text{с}^{0.5}$). Эта зона наиболее вероятно отражает положение в разрезе мелового фундамента: на основании выполненных ранее геофизических исследований кровля мелового фундамента для данного участка определяется на глубине от 2 до 3.5 км [Зубин, 1980]. На продольных кривых МТЗ в низкочастотной области выражен минимум, свидетельствующий о наличии зоны с пониженным ρ_k (10 – 20 $\text{Ом}\cdot\text{м}$) в интервале глубин от 3.5 – 4 км до 8 км и более. Мощность этой зоны составляет, в среднем 4 – 5 км. Она представляет большой интерес, поскольку ассоциируется с зоной повышенной проводимости для геотермального флюида: во многих районах Камчатки выделяется, так называемый "коровый проводящий слой" [Мороз, 1991; Мороз, Гонтовая, 2017]. Этот слой определен на глубинах, в основном, 15 – 30 км, но в геотермальных районах глубина его залегания составляет 10 – 15 км или менее [Нурмухамедов и др., 2010; Мороз и др., 2017]. Основание геоэлектрического разреза, на глубине от 7 до 10 км, характеризуется значениями ρ_k более 150 – 200 $\text{Ом}\cdot\text{м}$. Сопоставление полученных данных с результатами исследований коллектива авторов [Долгоживущий ..., 1980] позволяет определить нижний горизонт как кровлю кристаллического фундамента.

Таким образом, с помощью электромагнитных исследований в геоэлектрическом разрезе района Паужетской гидротермальной системы выделено 6 горизонтов (сверху - вниз, см. рис. 4.15), предположительно имеющих следующую геологическую природу:

1 – слой аллювиально-делювиальных отложений ($\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) мощностью до 100 м;

2 – толща туфов и туфогенно-осадочных пород Паужетской свиты, а также агломератовых туфов алнейской серии – являющихся водовмещающими горизонтами в структуре гидротермальной системы ($\rho = 2 - 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$); мощность второго горизонта колеблется от 200 – 300 м в левой части геологического разреза, до 1 км и более в правой;

3 – толща вулканомиктовых песчаников-гравелитов анавгайской серии ($\rho = 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), считающихся нижним водоупором в структуре Паужетского геотермального месторождения [Структура ..., 1993]; мощность горизонта составляет около 1 км;

4 – отложения мелового фундамента ($\rho = 100 - 500 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), представленные в этом районе метаморфизованными песчаниками и вулканогенными породами; мощность горизонта колеблется от 1.5 до 5 км; увеличение мощности обусловлено наличием неоднородностей с повышенным ρ_k , которые могут быть представлены блоками плотных пород – крупными интрузивными телами (?) в районе центральной части Паужетской гидротермальной системы [Феофилактов и др., 2020] или магматическим комплексом г. Ключевской в западной части разреза;

5 – горизонт с $\rho = 10 - 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, по-видимому, разуплотненных пород мелового или более древнего возраста, представляющий собой зону повышенной проводимости для геотермального флюида - "коровый проводящий слой"; мощность горизонта достаточно выдержана и составляет 4 – 5 км; в правой части разреза происходит его погружение под структуру Камбального вулканического хребта;

6 – породы кристаллического фундамента в интервале глубин от 7 – 8 км и более.

В районе Верхне-Паужетского термального поля на глубине 800 – 1400 м выделяется аномалия пониженных сопротивлений, интерпретируемая как субкольцевая структура приподнятого тектонического блока [Структура ..., 1993].

Аномальное магнитное поле в районе исследований имеет два типа распределения значений ΔT_a (рис. 4.16). Спокойным слабопеременным полем с преимущественно положительными значениями характеризуются Озерновский и Паужетский грабены (участок профиля 0 – 4.5 км), интенсивно знакопеременным полем с преобладанием отрицательных значений ΔT_a – структура Паужетской гидротермальной системы и ее сочленение с опущенным блоком Паужетского грабена (участок профиля 4.5 – 10 км).

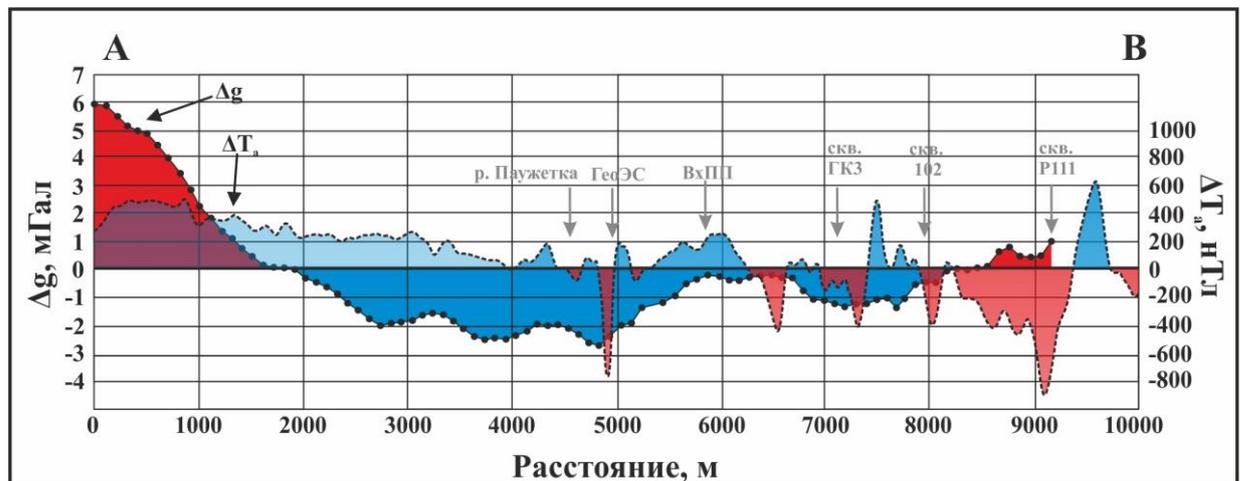


Рисунок 4.16. Графики распределения значений аномального магнитного поля (ΔT_a) и гравитационного поля в редукции Буге (Δg) с учетом рельефа местности по профилю [Феофилактов и др., 2021].

Значения ΔT_a по профилю изменяются в диапазоне от -895 до +638 нТл. При проведении магнитометрических исследований было учтено влияние техногенных помех (трубопроводов, скважин, сепараторов, захороненного вблизи дневной поверхности "металлического мусора") на аномальное магнитное поле. Также в целях наиболее достоверной интерпретации данных проведено сглаживание графика путем осреднения значений в соседних точках. Крупные знакопеременные изменения значений поля характеризуют определенные геологические структуры. Граница Паужетского грабена (тектоническое нарушение сбросового типа) выделяется резкой отрицательной аномалией.

По ранее полученным данным низкочастотного сейсмического зондирования (неопубликованные материалы И.Ф. Абкадырова, И.А. Нуждаева и др.) к правому борту

Паужетского грабена приурочены зоны поглощения сейсмических волн, интерпретируемые как области восходящего теплового потока. Многие из пробуренных разведочно-эксплуатационных скважин в структуре сочленения отложений грабена с породами приподнятых блоков Паужетского геотермального месторождения являются продуктивными, что свидетельствует о высокой проницаемости этого участка Паужетской гидротермальной системы [Структура ..., 1993]. Район Верхне-Паужетского термального поля характеризуется положительными значениями ΔT_a (максимальное +256 нТл), однако этот максимум осложнен понижением измеренных значений до +143 нТл в центральной части аномалии. Этот факт указывает на наличие гидротермально измененных пород, характеризующихся пониженными магнитными свойствами вследствие выщелачивания ферромагнитных минералов. Однако, в целом, выделенная крупная положительная аномалия ΔT_a на этом участке гидротермальной системы свидетельствует в пользу наличия пород с достаточно высокой остаточной намагниченностью. Такими породами в структуре системы являются, прежде всего, субвулканические образования среднего состава [Структура ..., 1993; Феофилактов и др., 2017, 2020]. На основании предварительной оценки методом касательных [Магниторазведка, 1980] можно полагать, что глубина залегания верхней кромки аномалообразующего тела соответствует 240 м. Предполагается, что в районе центрального приподнятого блока Паужетского геотермального месторождения выделяется одно крупное субвулканическое тело диоритов – габбро-диоритов, либо несколько тел, объединенных в комплекс пород. Глубина залегания кровли такого комплекса может составлять от нескольких сотен метров до 1 – 1.5 км. Эти данные согласуются с выделением положительной аномалии ΔT_a в левой части профиля (см. рис. 4.16): глубина залегания верхней кромки аномалообразующего тела составила 1380 м. Выраженные отрицательные аномалии ΔT_a на разрезе, по-видимому, отражают положение крупных зон разрывных тектонических

нарушений с повышенной проницаемостью для геотермального теплоносителя, либо структуры с палеогидротермальной минерализацией, в которой ассоциации вторичных минералов не содержат ферромагнитных фаз.

На основании гравиметрической съемки получен график изменения поля силы тяжести в редукции Буге для плотности промежуточного слоя 1.9 г/см^3 (см. рис. 4.16). Значения Δg составляют от $+5.95$ до -2.7 мГал. Высоким уровнем плотности характеризуются краевые части профиля, что объясняется наличием здесь массивов плотных магматических пород: андезибазальтов и, вероятно, их субвулканических аналогов комплекса г. Ключевской (на С-3); лаво-экструзивных комплексов дацитов и андезитов Камбального вулканического хребта (на Ю-В). Центральная часть профиля выделяется пониженными значениями аномального гравитационного поля с минимальным значением в долине р. Паужетка. На фоне общих отрицательных значений выделяются три участка с относительно высоким значением Δg : в долине р. Озерная и в районе Верхне-Паужетского термального поля. По предварительным оценкам методом характерных точек для горизонтального кругового цилиндра, бесконечного по оси Y (материальный бесконечный стержень), определена глубина залегания оси цилиндра и его радиус – при допущении, что эффективная плотность вещества составляет 0.3 г/см^3 [Гравиразведка ..., 1990]. Расчетные параметры аномалообразующих тел имеют следующие значения: глубина залегания оси цилиндра = $1100 - 1050$ м, радиус = 2200 м – в С-3 части профиля и 900 м в ЮВ. Два максимума Δg в грабене р. Озерной (максимальные значения -1.55 мГал и -2 мГал) характеризуются глубиной залегания аномалообразующего тела $200 - 300$ м, радиусы составляют 550 и 630 м. В центральной части Паужетской гидротермальной системы (район ВхПП) на общем фоне отрицательных значений поля силы тяжести наблюдается крупный максимум значений Δg с двумя экстремумами до -0.18 мГал и понижением значений до -0.39 мГал в перегибе

между ветвями графика. Глубина залегания тела повышенной плотности в левой ветви составляет 530 м (радиус 283 м), в правой – 250 м (радиус 184 м). Эти данные согласуются с магнитометрическими и уточняют положение и глубину залегания кровли блоков пород с относительно высокой плотностью в структуре тектоно-магматического поднятия района Верхне-Паужетского термального поля.

В разрезе по результатам микросейсмического зондирования (рис. 4.17) преобладают высокоамплитудные аномалии, которые согласно используемому методу [Горбатилов, 2008] характеризуются низкими значениями скорости упругих волн. Верхняя часть разреза до глубины 200 м разделена на две очень контрастные аномалии. В Ю-З части профиля расположена высокоскоростная аномалия, которая соответствует консолидированным породам. Этими породами является лаво-экструзивный комплекс андезибазальтов, сформировавшийся в период резургентного поднятия Камбального хребта [Структура ..., 1993]. Предполагается, что этот комплекс пород служит верхним водоупором для термальных вод в данной части Паужетской гидротермальной системы. С-В часть профиля, наоборот, представлена ярко выраженной низкоскоростной приповерхностной аномалией. В этой части Паужетского геотермального месторождения верхний водоносный горизонт (Среднепаужетская подсвита, представленная трещиноватыми и высокопористыми псефитовыми туфами) находится вблизи дневной поверхности, гидротермы разгружаются на расположенных здесь нескольких термальных полях (Верхне-, Южно- и Нижне-Паужетском и «теплых почвах»). Глубокие низкоскоростные аномалии, по-видимому, также связаны с горизонтами пород, проницаемыми для парогидротерм. Они представляют повышенный интерес для поисково-разведочных работ и бурения скважин на глубину до 1500 м. В центральной части разреза выделена крупная субвертикальная низкоскоростная аномалия, распространяющаяся на глубину более 1 км. Пространственно эта аномалия совпадает с

дуговой зоной тектонических нарушений – границей крупного блока в структуре Паужетской гидротермальной системы (см. рис. 2.1).

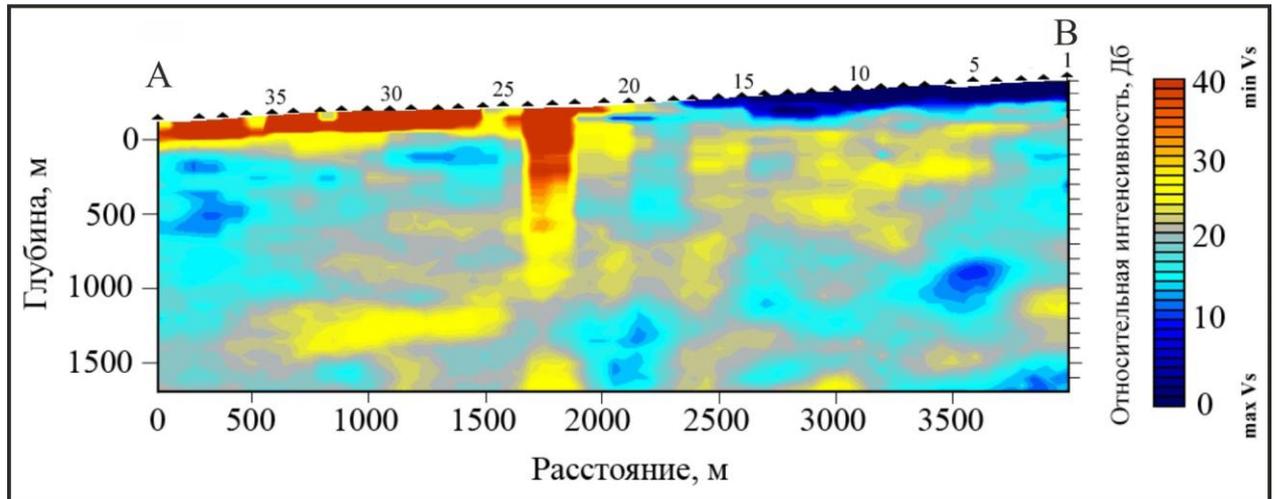


Рисунок 4.17 Микросейсмический разрез по профилю А-В, отражающий распределение контрастов (в Дб) скоростей поперечных сейсмических волн в земной коре [Feofilaktov S. O. et al., 2015].

ГЛАВА 5. Геолого-геофизические модели строения термальных полей, геотермального месторождения и гидротермальной системы

Имеется большой массив геолого-геофизических данных как по термальным полям, так и по Паужетскому геотермальному месторождению и одноименной гидротермальной системе. Получены принципиально новые данные, позволяющие рассматривать структурные особенности строения участков Верхне-Паужетского и Восточно-Паужетского термальных полей, а также глубинное строение Паужетского геотермального месторождения и гидротермальной системы.

5.1. Модель структуры Восточно-Паужетского термального поля

При анализе полученных графиков предположено, что тело, создающее гравитационную аномалию, имеет правильную форму: это вертикальный материальный стержень.

По имеющимся данным [Зайцев, 1970] остаточная намагниченность пород (J_n) в районе термального поля изменяется от 0 до 6 А/м, магнитная восприимчивость (α) – от 0.00002 до 0.0126 СИ. Максимальным уровнем остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости обладают базальты ($J_n = 1-5$ А/м, $\alpha = 0.0037-0.044$ СИ) и андезиты ($J_n = 1-5$ А/м, $\alpha = 0.0125$ СИ). Алевролитовые туфы характеризуются близкими к нулю значениями J_n , а также малыми значениями α – от 0.000025 до 0.0037 СИ. Таким образом, выдерживается четкая дифференциация пород по магнитной восприимчивости и по остаточной намагниченности. В связи с этим проведено моделирование по плотности и магнитной восприимчивости горных пород (рис. 5.1). Модель основана на анализе графиков аномального магнитного поля (в связи с максимальной представительностью этих данных), а по графикам гравитационного поля получены приближенные оценки

распределения плотности пород. Модель по профилю З–В состоит из 6 блоков, по профилю СЗ–ЮВ – 5 блоков (рис. 5.1).

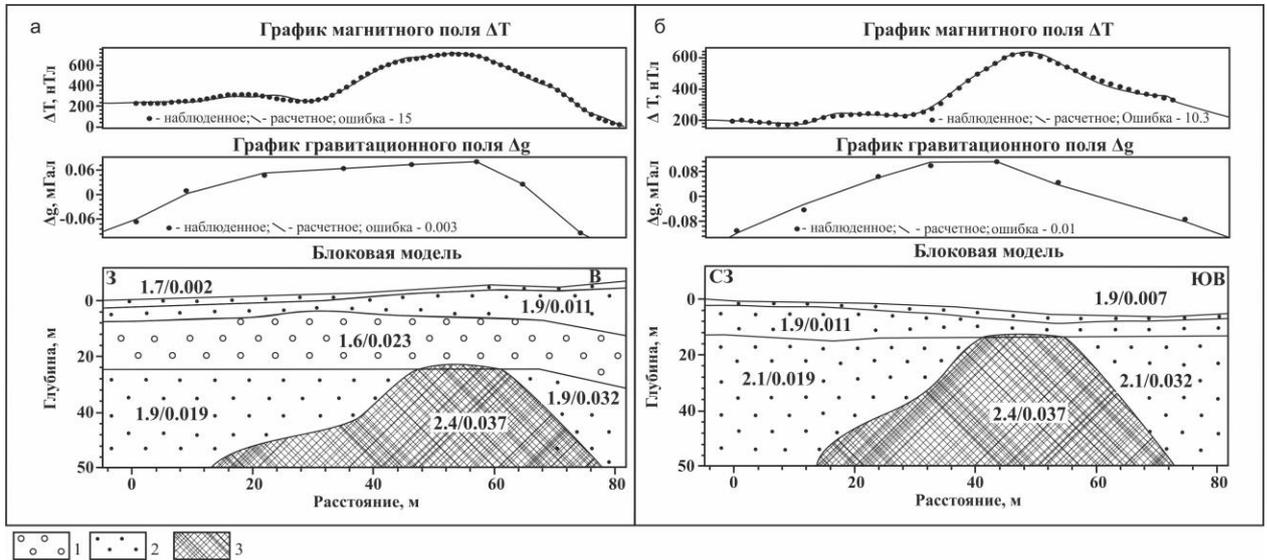


Рисунок 5.1. Модель структуры Восточно-Паужетского термального поля, построенная на основании гравиразведочных, магниторазведочных и литологических данных по профилям: а – по меридиональному, б – по широтному [Феофилактов и др., 2017].

1 – группа блоков с плотностью 1.6 г/см³, 2 – то же, 1.7-2.1 г/см³, 3 – то же, 2.4 г/см³. Цифрами на схеме отмечены средние значения плотности и магнитной восприимчивости (в знаменателе) для каждого блока.

Все блоки широтного профиля разделены на 4 слоя (группы) (см. рис. 5.1а). Верхний слой имеет плотность 1.7 г/см³, магнитную восприимчивость 0.002 СИ; для данного слоя в процессе моделирования не использовалась остаточная намагниченность. Слой совпадает с слоями “а” и “б”, выделенными на основании ВЭЗ и характеризующимися значениями ρ от 10 до 50 Ом·м. Данная группа объединяет два горизонта толщи гидротермальных глин – сернокислотного выщелачивания и тугопластичные влагонасыщенные аргиллизиты.

Средний слой имеет плотность 1.9 г/см³, магнитную восприимчивость 0.011 СИ, остаточную намагниченность 0.051 А/м; совпадает с слоями “в” и “г” (см. рис. 4.3) имеющими ρ 2.5 – 6 Ом·м. Данная группа блоков характеризует, по-видимому, парагонасыщенную толщу аргиллизированных пород, включающих также отдельные минерализованные рудные зоны в горизонте “сухих” гидротермальных глин.

Третий горизонт характеризуется следующими параметрами: плотность = 1.6 г/см^3 , магнитная восприимчивость = 0.023 СИ , остаточная намагниченность = 0.751 А/м . Горизонт частично совпадает с слоем “д” (см. рис. 4.4), значения удельного электрического сопротивления составляют $10 - 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Нижний горизонт представлен породами с плотностью 1.9 г/см^3 и магнитной восприимчивостью $0.019 - 0.032 \text{ СИ}$. В центральной части выделяется блок пород, размеры которого получены по аналитическим формулам. Для полумаксима кривой аномального гравитационного поля верхняя кромка блока (h) расположена на глубине $22 - 26 \text{ м}$. Средняя ширина блока составляет 50 м , восточная граница – крутопадающая, западная – пологая. Магнитная восприимчивость = 0.037 СИ , остаточная намагниченность = 1.4 А/м , плотность пород = 2.4 г/см^3 ; возможно увеличение плотности на глубину. Таким образом, физические характеристики блока соответствуют апикальной части субвулканического тела, которая находится в зоне активного гидротермального метаморфизма и, вероятно, раздроблена.

Наблюденные графики аномального магнитного и гравитационного полей достигают максимума с последующим резким понижением значений, что указывает на контрастность литологического разреза в восточной части профиля. В западной части форма графиков различна, что связано с разной природой аномалообразующих полей и степенью метаморфизма пород.

Блоки модели по второму профилю разделены на 3 слоя (см. рис. 5.1б). Верхний слой имеет плотность 1.9 г/см^3 , магнитную восприимчивость 0.007 СИ и соответствует зоне сернокислотного выщелачивания в толще гидротермальных глин и горизонту тугопластичных влагонасыщенных аргиллизитов. Средний слой с плотностью 1.9 г/см^3 , магнитной восприимчивостью 0.011 СИ и остаточной намагниченностью 0.25 А/м характеризует толщу аргиллизированных пород, включающих минерализованные рудные

зоны в горизонте “сухих” гидротермальных глин. Нижний слой представлен породами с плотностью 2.1 г/см^3 и магнитной восприимчивостью от 0.019 до 0.032 СИ. В центральной части выделяется блок пород, размеры которого получены по аналитическим формулам. Для полумаксимума кривой аномального гравитационного поля верхняя кромка блока (тела) (h) расположена на глубине 5 – 11 м. Средняя ширина тела около 30 м, в Ю-В части профиля отмечается крутопадающая граница, в С-З части – пологая. На основании моделирования получены следующие характеристики тела: плотность = 2.4 г/см^3 , магнитная восприимчивость = 0.037 СИ, остаточная намагниченность = 1.9 А/м.

Экстремумы графиков наблюдаемых аномальных значений гравитационного и магнитного полей смещены по профилю, что свидетельствует о наклонном залегании тела. Тело приближено к поверхности в Ю-В части и погружается на глубину.

Использование комплекса геофизических методов, проходка шурфов и скважин колонкового бурения позволило получить данные о строении зоны разгрузки термальных вод в районе Восточно-Паужетского термального поля. Центральная часть поля характеризуется высокими температурами грунтов (до $105 \text{ }^\circ\text{C}$ на глубине 1.0 м), здесь происходит основной вынос тепла на дневную поверхность парогазовыми струями. По периферии высокотемпературной аномалии развиты локальные участки, прогретые до $70 \text{ }^\circ\text{C}$. Температурное поле Центрального участка, в целом, коррелирует со структурой естественного электрического поля, наиболее яркие положительные аномалии которого отражают зоны скрытой разгрузки парогазовой смеси или термальных вод, тяготеющие к С-З части термоаномалии. В районе Восточно-Паужетского термального поля магнитное поле имеет концентрически-зональное строение: центральная область выделяется положительной аномалией размером в плане $\sim 30 \times 50 \text{ м}$, по периферии развита обширная область отрицательных значений ΔT_a .

В разрезе термального поля выделена толща гидротермальных глин, имеющая слоистое строение (сверху – вниз): каолиновые охристые глины зоны сернокислотного выщелачивания, относительно сухие за счет интенсивного испарения влаги; каолинит-монтмориллонитовые глины с высоким содержанием пирита и минералов кремнезема, насыщенные поровыми растворами; смектитовые глины, включающие минеральные рудные образования в форме пологопадающих жильных зон, относительно сухие. Нижний горизонт, как и слой каолинит-монтмориллонитовых влажных пиритизированных глин, характеризуется повышенной электропроводностью вследствие большой концентрации в глинах сульфидов и оксидов железа, меди и цинка. Мощность слоев колеблется от 0.5 – 1.0 м в наиболее прогретой части термального поля, до 2 – 3 м и более на периферии. Основание толщи глин представлено трещиноватыми аргиллизированными лавами андезитов, обогащенных сульфидами и оксидами металлов [Феофилактов и др., 2017]. По данным гравиметрической и магнитометрической съемок под толщей гидротермальных глин выделяется субвертикальное тело, отличающееся по плотности и магнитным свойствам от окружающих пород.

На основании изложенного построена концептуальная модель структуры и условий образования зоны разгрузки парогидротерм в районе Восточно-Паужетского термального поля (рис. 5.2). Модель базируется на выделении субвулканического тела основного или среднего состава, кровля которого находится на глубине в первые десятки метров от уровня современного рельефа. Тело прорывает туфы верхнепаужетской подсвиты и внедряется в подошву лавового комплекса андезитов среднечетвертичного возраста Камбального хребта. Такие тела, как показано на основании государственных геологических съемок масштаба 1:200 000 и тематических исследований [Белоусов, 1978; Долгоживущий ..., 1980; Структура ..., 1993], характерны для всех этапов развития резургентного поднятия хребта Камбальный. Вследствие внедрения субвулканического

тела во вмещающие породы в его апикальной части и в перекрывающих андезитах образовалась система блоков с контрастными физико-механическими свойствами пород: 1) разуплотненных трещиноватых и 2) массивных, относительно непроницаемых для газоводных флюидов. Эндо-экзоконтактовые зоны таких тел, как правило, интенсивно брекчированы и служат проводниками для восходящих гидротерм или метеорных вод [Структура ..., 1993]. Маловероятно, что внедрение этого тела произошло на современном этапе развития гидротермальной системы, поскольку магматизм на данной территории завершился в плейстоцене и раннем голоцене [Белоусов, 1978; Долгоживущий ..., 1980]. Но возможна пространственная и генетическая связь таких тел в структуре Паужетской гидротермальной системы с интрузиями и магматическими очагами Камбального хребта, что было показано ранее на основе петрологических и геохимических данных [Сывороткин, 1993]. Следовательно, субвулканическое тело может играть роль природного деформографа и проводника глубинных флюидов, оказывающих влияние на гидротермальную систему. Длительное воздействие высокотемпературных растворов на андезиты в зоне дробления пород привело к образованию термального поля и толщи гидротермальных глин (как принято считать, возраст современных гидротермальных систем и, соответственно, термальных полей исчисляется голоценом [Набоко, 1980]). В основании толщи под горизонтом тугопластичных глин, обладающих свойствами термодинамического барьера, за счет разгрузки щелочных металлоносных вод сформировались зоны с минеральными рудными ассоциациями (механизм их образования описан в работе [Рычагов и др., 2015]). Таким образом, зона разгрузки гидротерм в районе Восточно-Паужетского термального поля имеет слоисто-блоковое строение и связана с апикальной частью субвулканического тела основного или среднего состава.

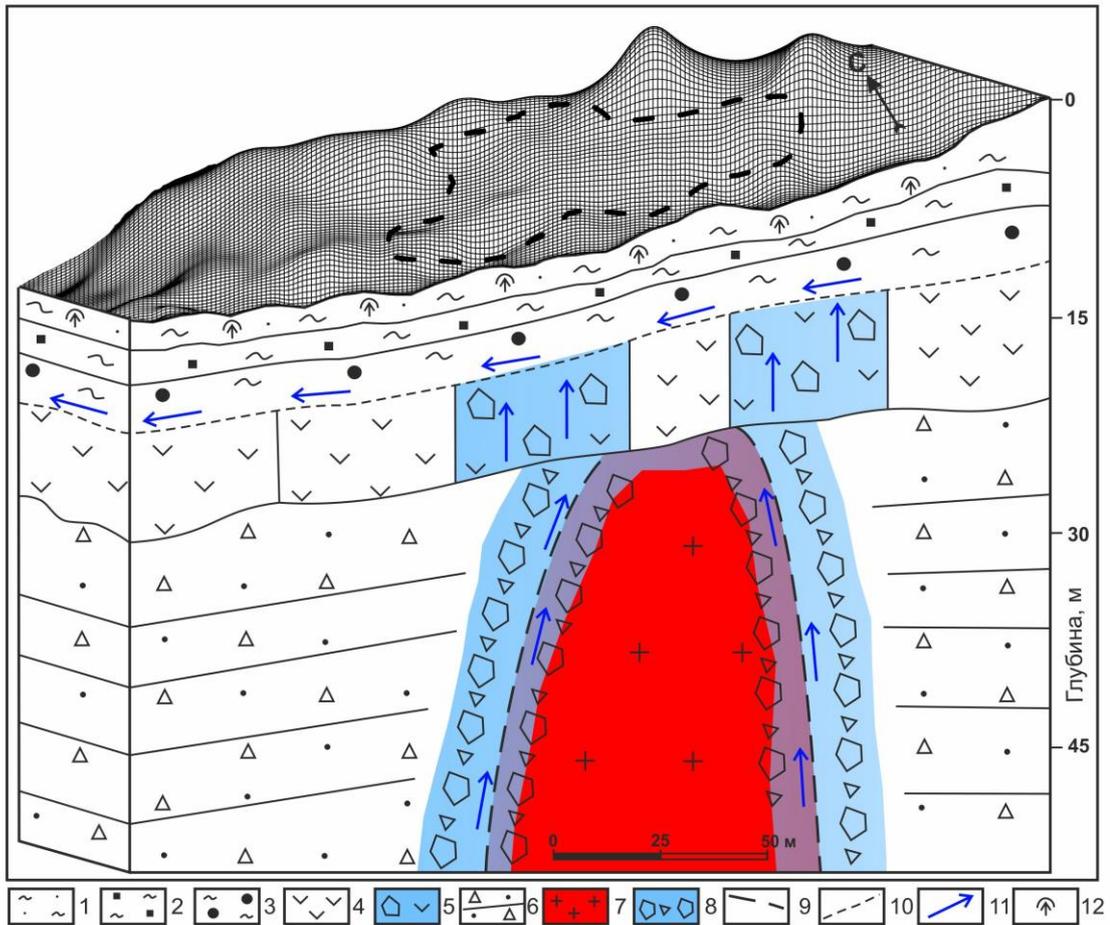


Рисунок 5.2. Концептуальная модель структуры зоны разгрузки парогидротерм в районе Восточно-Паужетского термального поля [Феофилактов и др., 2017].

1 – горизонт гидротермальных глин зоны сернокислотного выщелачивания; 2 – горизонт тугопластичных влагонасыщенных глин; 3 – горизонт “сухих” глин, включающий слои с минеральными рудными ассоциациями; 4 – лавы андезитов; 5 – то же, интенсивно трещиноватые и брекчированные; 6 – туфы и туффиты верхнепаужетской подсветы; 7 – субинтрузивные породы; 8 – брекчии в эндо-экзоконтактовой зоне субинтрузивного тела; 9 – условная граница апикальной части субинтрузивного тела; 10 – подошва толщи гидротермальных глин – зона растекания смешанных термальных вод; 11 – восходящие газо-водные флюиды; 12 – зона интенсивного испарения влаги. В плане на рельеф дневной поверхности наложен условный контур неоднородности, отраженной в различных физических полях и совпадающей с наиболее прогретой частью термального поля.

Брекчированные породы эндо- и экзоконтактовых зон этого тела обладают повышенной трещинно-поровой проницаемостью для восходящих газо-водных флюидов, формирующихся, по-видимому, на уровне нижнего водоносного горизонта Паужетской гидротермальной системы или в недрах Камбального вулканического хребта. В северо-западном направлении от Центрального участка термального поля образуется крупная

скрытая область растекания смешанных термальных вод, что согласуется с моноклинальным падением вулканогенно-осадочных пород паужетской свиты и потоков лавового комплекса.

Защищаемое положение №1:

Определено строение и происхождение зоны разгрузки парогидротерм в районе Восточно-Паужетского термального поля. Установлено, что зона разгрузки парогидротерм характеризуется слоисто-блоковым строением аргиллизированных пород и положительными аномалиями магнитного и гравитационного полей в центральной части структуры. Выделено субвулканическое тело среднего-основного состава, апикальные части которого контролируют подъем глубинных термальных вод к дневной поверхности.

5.2. Модель строения Паужетского геотермального месторождения

Сопоставление гравиметрических и магнитометрических данных позволило выделить серию блоков пород по профилю I-II (рис. 5.3). Верхний единый слой на модели ассоциирует с залегающими вблизи и на дневной поверхности делювиальными отложениями и интенсивно аргиллизированными (до гидротермальных глин) породами. Нижележащая толща разбита на серию блоков, обладающих контрастными общей плотностью и магнитной восприимчивостью пород. Центральный блок с повышенной плотностью расположен непосредственно под горячим участком Верхне-Паужетского термального поля. Краевые зоны блока разуплотнены. Выделение разуплотненного блока пород в северо-западной части профиля увязывается с геоэлектрическими и гидродинамическими данными, поскольку в этой части термального поля происходит растекание смешанных кислых термальных вод. Известно, что воздействие именно

кислых гидротерм на горные породы приводит к значительному снижению их общей и минеральной плотностей и выщелачиванию магнитных минералов [Ладыгин и др., 2014].

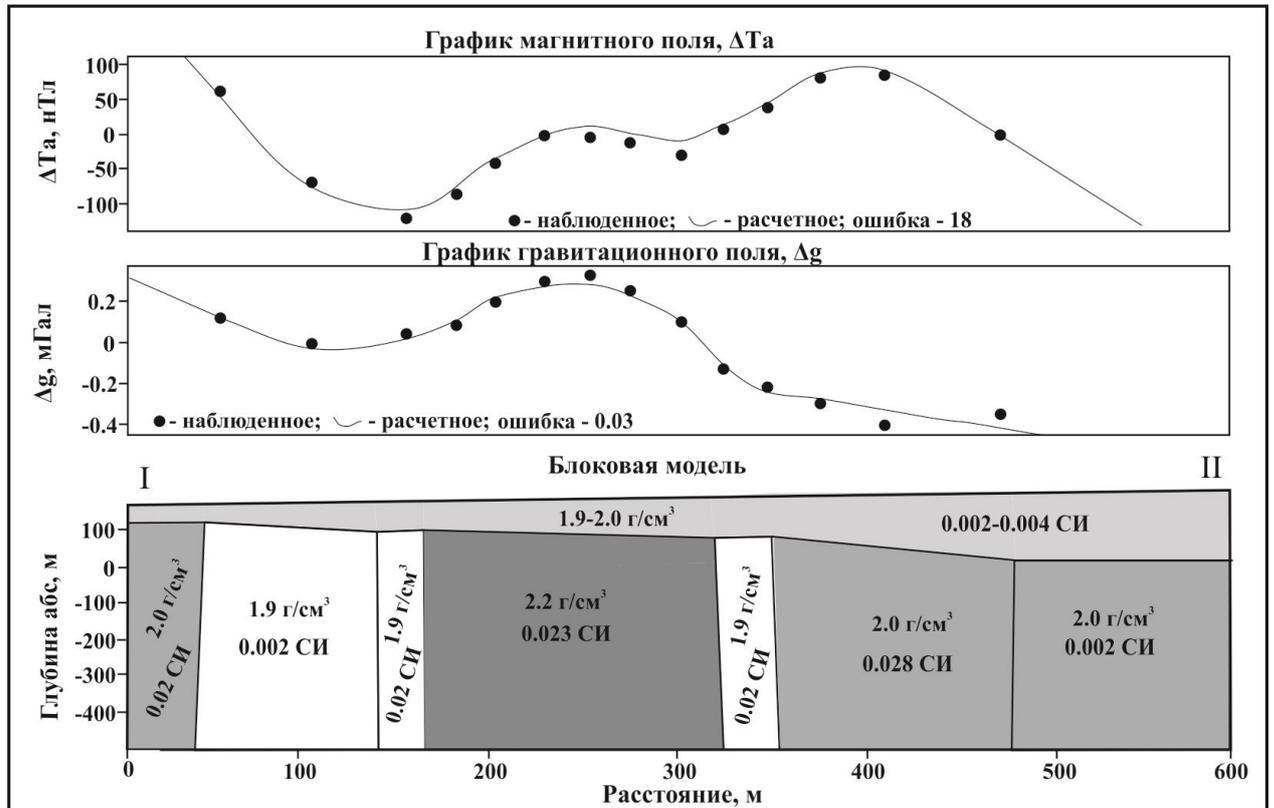


Рисунок 5.3. Модель строения района Верхне-Паужетского термального поля по гравимагнитным данным [Феофилактов и др., 2020]. Цифрами на схеме отмечены средние значения плотности и магнитной восприимчивости для каждого блока.

Представляется обоснованным выделение центрального блока с контрастными физическими свойствами по отношению к вмещающим породам, исходя из минералогеохимических данных. Так, Н.С. Жатнуев с коллегами диагностировали кварцадуляровые метасоматиты, образующиеся в зонах разломов в результате кипения перегретых термальных вод [Жатнуев и др., 1991, 1996]. Метасоматиты образуют кавернозные, но плотные тела в зонах разрывных тектонических нарушений (они установлены в разрезах скважин К-13 и К-14) вследствие вскипания растворов и залечивания трещин и открытых пор силикатным гелем, который в дальнейшем кристаллизуется в минералы кремнезема и калиевый полевой шпат. Глубина залегания

верхней кромки этих тел варьирует от 40 – 50 до 80 м. На этом же интервале отмечается изменение гидродинамического режима и наличие зон поглощения гидротерм и бурового раствора в скважине К-14. Экзоконтактовые зоны тел кварц-адуляровых метасоматитов отличаются повышенной открытой проницаемостью. Вероятно, современные восходящие гидротермы омывают такие тела и выделенный «плотный» блок и разгружаются в виде паро-газовых струй и конденсата пара на горячем участке Верхне-Паужетского термального поля. Таким образом, выделение на представленной модели центрального блока с контрастными относительно вмещающих пород характеристиками согласуется с представлениями об эволюции зон кипения гидротерм и преобразования пород в недрах термального поля.

На основании комплексных крупномасштабных геолого-геофизических исследований получены новые данные о строении и физической природе зоны разгрузки парогидротерм в районе Верхне-Паужетского термального поля Паужетского геотермального месторождения. В температурном, геоэлектрическом, магнитном и гравиметрическом полях выделена изометричная концентрически-зональная структура, которая пространственно коррелирует с приподнятым тектоническим блоком (по [Структура ..., 1993]). Центральная область этой структуры характеризуется разгрузкой на дневной поверхности парогидротерм и высокоградиентными геофизическими аномалиями. Согласно данным ВЭЗ и литологическим построениям, юго-восточная граница области представлена субвертикальным разрывным тектоническим нарушением – зоной повышенной трещинно-поровой проницаемости для восходящих гидротерм в туфах и туффитах паужетской свиты. На северо-западной границе центральной области происходит интенсивное смешение восходящих нейтральных (до слабощелочных) гидротерм с метеорными водами и выщелачивание ферромагнитных минералов из вмещающих пород кислыми термальными растворами. На глубине 40 – 60 м от дневной

поверхности установлена кровля блока уплотненных пород, которыми, вероятнее всего, служат кварц-адуляровые метасоматиты, образованные до голоценового этапа развития гидротермальной системы [Жатнуев и др., 1991, 1996]. Согласно изучению разрезов скважин К-13, К-14, К-20 и К-21, кварц-адуляровая минерализация распространена в различных частях структуры приподнятого тектонического блока [Структура ..., 1993], а область интенсивного смешения термальных и метеорных вод простирается до подошвы верхнего водоносного горизонта [Пампура, Сандиминова, 1991], мощность которого по полученным данным составляет 150 – 250 м. Таким образом, в структуре верхнего водоносного горизонта установлен блок уплотненных пород, предположительно сложенный кварц-адуляровыми метасоматитами, регулирующий потоки восходящих термальных, смешанных и метеорных вод под Верхне-Паужетским термальным полем.

Центральная область изометричной концентрически-зональной структуры оконтурена зоной, состоящей из локальных аномалий положительных значений ΔT_a . Широкое развитие в недрах Паужетской гидротермальной системы субинтрузивных тел (силлов, даек, корней экструзий) от среднего до риолитового состава позволяет предполагать магматическую природу выделенных аномалий.

Периферическая область, также наиболее отчетливо проявленная в магнитном поле (см. рис. 4.10), представлена отрицательными аномалиями ΔT_a , которые согласно гидрогеологическим, термометрическим и гравиметрическим данным коррелируют с зонами разгрузки парогидротерм в долине р. Паужетка, по руч. Быстрый, на прилегающей к ГеоЭС территории.

Таким образом, структура зон циркуляции различных типов вод в районе Верхне-Паужетского термального поля определяется концентрически-зональным строением приподнятого тектонического блока и распределением физических неоднородностей, как первичных (магматического или вулканогенно-осадочного происхождения), так и

образованных вследствие гидротермально-метасоматического изменения исходных пород. Предложенная модель отражает основные особенности структуры центральной части Паужетского геотермального месторождения (рис. 5.4). Образование приподнятого тектонического блока, вероятно, обусловлено внедрением в ослабленные зоны интрузий диоритов и габбро-диоритов на этапе формирования многоступенчатого резургентного поднятия Камбального вулканического хребта [Долгоживущий ..., 1980]. Субвулканические фации этих интрузий среднего и кислого состава в форме даек и межпластовых тел вскрываются скважинами на различных участках и горизонтах геологического разреза Паужетского геотермального месторождения [Структура ..., 1993], а также предполагаются на основании полученных геофизических данных и, видимо, играют роль структурных деформографов: в апикальных частях субвулканических тел образуются зоны повышенной трещинно-поровой проницаемости. Исходя из общих представлений об эволюции современных гидротермальных систем и термальных полей [Геотермальные ..., 2005], предполагается, что формирование структуры зон разгрузки парогидротерм Паужетского месторождения происходило в течение голоцена. В приповерхностных горизонтах месторождения разгружаются термальные воды от слабокислого до щелочного состава. Взаимодействие термальных вод с вмещающими породами (туфами и андезитами) приводит к увеличению мощности толщи аргиллизитов, повышению трещинно-поровой проницаемости в подошве верхнего водоупора (а также на других литологических границах) и отложению рудной минерализации в зонах смешения щелочных и кислых вод [Rychagov et al., 2019]. Таким образом, формирование структуры зон разгрузки восходящих термальных вод на Паужетском геотермальном месторождении продолжается в настоящее время.

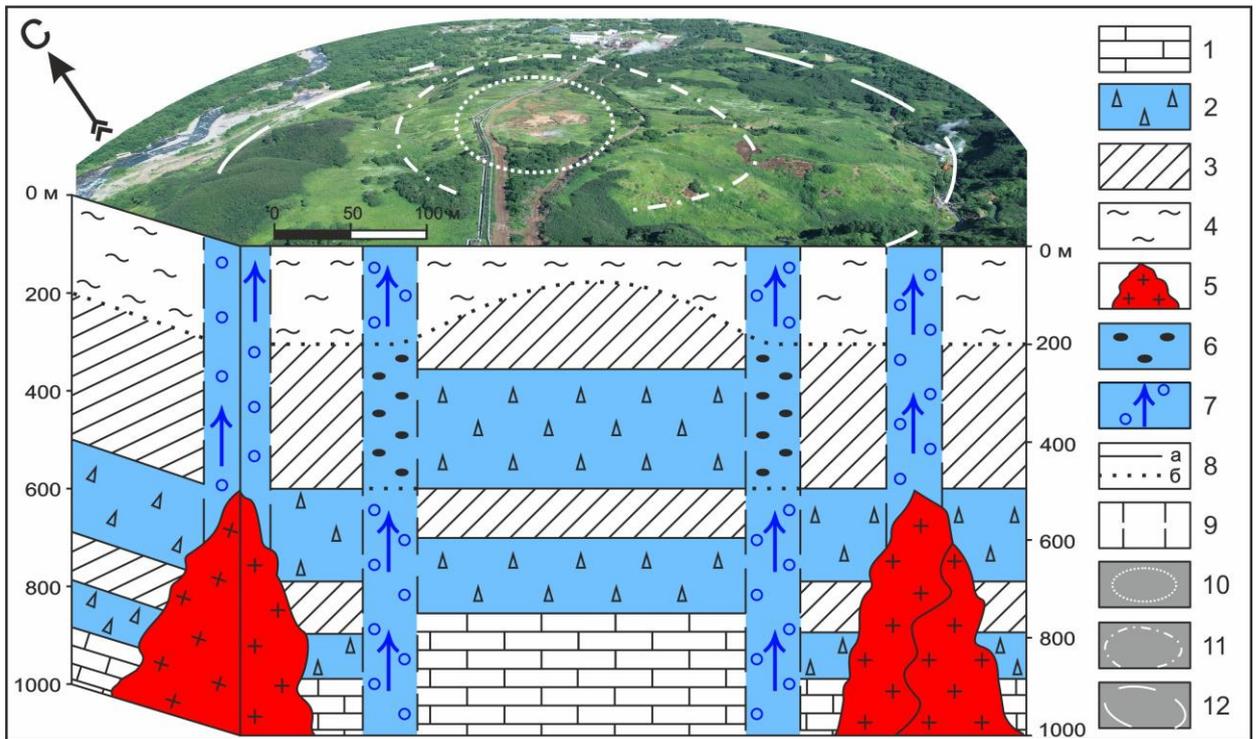


Рисунок 5.4. Концептуальная модель структуры района Верхне-Паужетского термального поля Паужетской гидротермальной системы. Использовано фото М.С. Чернова.

1 – фундамент структуры: вулканомиктовые песчаники; 2 – водовмещающие толщи пород: нижняя – агломератовые туфы, верхняя – псефитовые туфы; 3 – водоупорные горизонты: нижний – игнимбриты, верхний – туффиты; 4 – аргиллизированные породы; 5 – субвулканические интрузии; 6 – кварц-адуляровые метасоматиты; 7 – зоны подъема и разгрузки газоводных флюидов и парогидротерм; 8 – литологические (а) и метасоматические (б) границы; 9 – зоны разрывных тектонических нарушений; 10 – границы термального поля; 11 – осевая линия зоны тектонических нарушений, оконтуривающей центральный приподнятый блок; 12 – условные границы тектоно-магматического поднятия.

Защищаемое положение №2:

Структура зон циркуляции различных типов вод в центральной части Паужетского геотермального месторождения определяется концентрически-зональным строением приподнятого тектоно-магматического блока и распределением геологических неоднородностей, как первичных (магматического или вулканогенно-осадочного происхождения), так и образованных вследствие гидротермально-метасоматического изменения вмещающих пород. Формирование структуры зон разгрузки восходящих термальных вод на Паужетском месторождении продолжается в настоящее время.

5.3. Модель строения Паужетской гидротермальной системы

На основании проведенных исследований и обобщения данных по петрофизическим свойствам пород района выполнено грави-магнитное моделирование (рис. 5.5). Слоисто-блоковая модель верхней части разреза сопоставлена с геологическими данными (см. рис. 2.2), глубже 1 км – с результатами электромагнитных исследований. Для определения верхних границ залегания аномалообразующих тел по графикам распределения значений ΔT_a и Δg использованы классические методики [Магниторазведка, 1980; Гравиразведка ..., 1990].

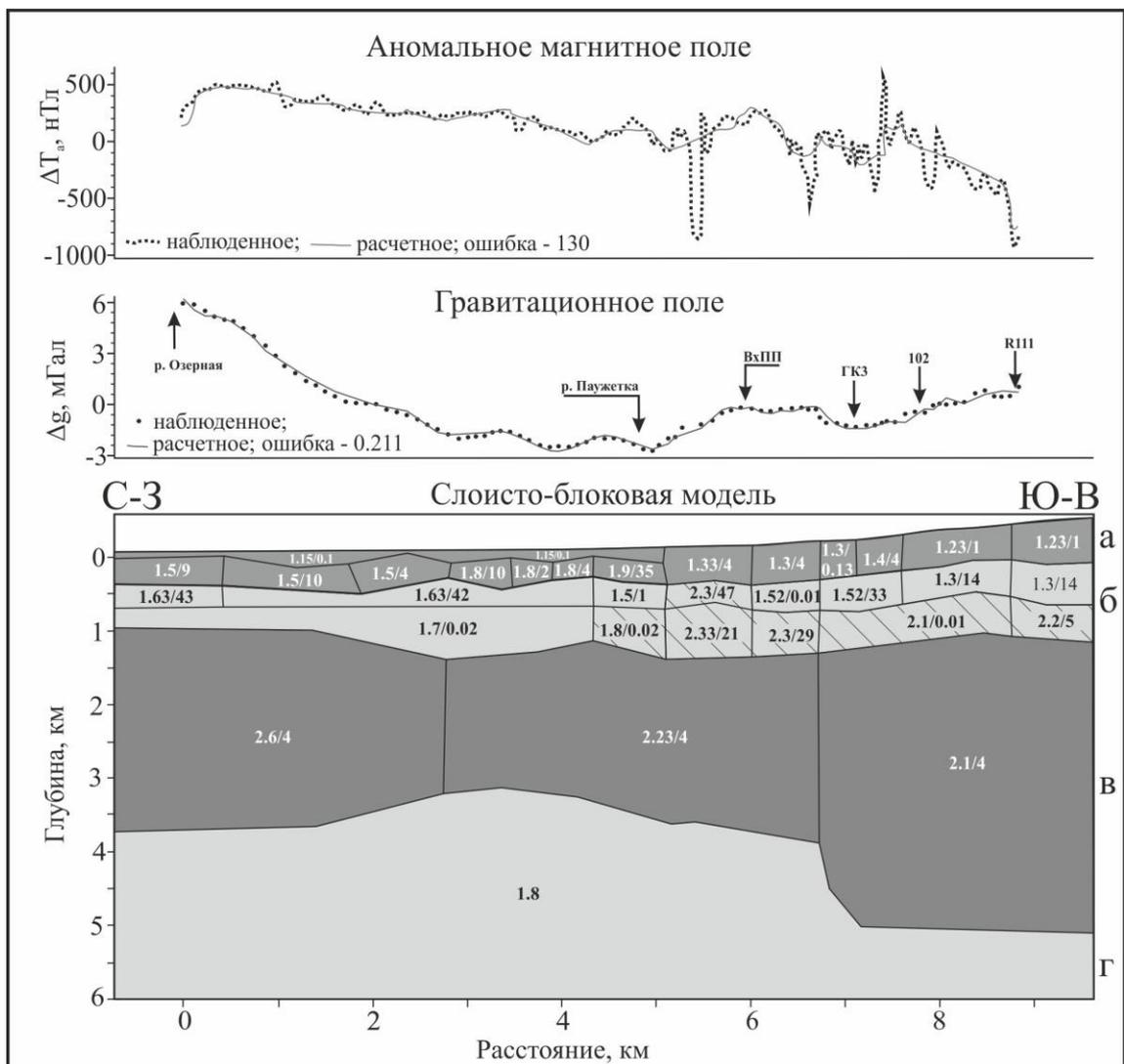


Рисунок 5.5. Грави-магнитная блоковая модель структуры района Паужетской гидротермальной системы [Феофилактов и др., 2021]. Цифрами на схеме отмечены средние значения плотности (в числителе) и магнитной восприимчивости (в знаменателе) для каждого блока.

Безусловно, высокая дробность и достоверность характеристик верхней части модельного разреза (до 1 км), в отличие от глубоких горизонтов, определяется как возможностями использованных структурно-геофизических методов, так и наличием детальной геологической информации.

Верхняя часть модели (горизонт "а") представлена двумя горизонтальными слоями в северо-западной части и одним слоем в юго-восточной. Первый слой соответствует аллювиальным отложениям Паужетского и Озерновского грабен, второй - толще туффитов и туфов паужетской свиты. Плотность и магнитная восприимчивость аллювия составляют 1.15 г/см^3 и $0.1 \cdot 10^{-3}$ СИ, соответственно; туфов и вулканогенно-осадочных пород: $1.23 - 1.9 \text{ г/см}^3$ и $1 \cdot 10^{-3} - 35 \cdot 10^{-3}$ СИ. Большое количество мелких блоков во втором слое, вероятно, связано с высокой первичной неоднородностью вулканических пород, их тектонической раздробленностью и влиянием на их свойства парогидротерм.

Горизонт "б" на модели также состоит из двух слоев. Верхний - менее плотный ($1.31 - 2.31 \text{ г/см}^3$), но с более высокой магнитной восприимчивостью ($1 - 42 \cdot 10^{-3}$ СИ); нижний характеризуется плотностью пород $1.7-2.33 \text{ г/см}^3$, магнитные свойства $2- 29 \cdot 10^{-3}$ СИ. Верхний слой в большей степени отвечает туфам паужетской свиты и нижележащих пород - до анавгайских песчаников. Нижний, отличающийся более высокой плотностью и, по-видимому, меньшей проницаемостью для гидротерм, сопоставим в геологическом разрезе с анавгайскими песчаниками. В центральной части Паужетской гидротермальной системы (в районе Верхне-Паужетского термального поля) блоки этого горизонта отличаются более высокой плотностью пород и контрастными значениями магнитной восприимчивости (выделены штриховкой на рис. 5.5). Блоки относительно уплотненных пород в этой части геологического разреза могут соответствовать субвулканическим образованиям, разуплотненные - аргиллизированным и цеолитизированным туфам, туфобрекчиям и песчаникам.

На глубине от 1 до 4 км выделяется горизонт "в", состоящий из трех блоков с плотностью от 2.1 до 2.6 г/см³ и магнитной восприимчивостью $4 \cdot 10^{-3}$ СИ. Горизонт сопоставим с горизонтом № 4, обозначенными по электромагнитным данным (см. рис. 4.14). Горизонт отвечает породам мелового фундамента, нижняя граница выделена достаточно условно. Но по грави-магнитным данным в основании модели выделяется единый слой с меньшей плотностью (1.8 г/см³), соответствующий горизонту № 5 по данным АМТЗ и МТЗ. Это позволяет отнести нижний горизонт блоковой модели к зоне повышенной проводимости для глубинных флюидов - "коровому проводящему слою", согласно представлениям Ю.Ф. Мороза, А.Г. Нурмухамедова и др. исследователей [Нурмухамедов и др., 2010; Мороз и др., 2017].

Согласование результатов вертикального электрического и электромагнитных зондирований, магнитометрических и гравиметрических исследований и обобщение ранее полученных геологических и структурно-геофизических данных позволило разработать концепцию слоисто-блокового строения района Паужетской гидротермальной системы. В структуре этого блока земной коры до глубины 15 км выделено 6 основных горизонтов, характеризующихся контрастными электромагнитными и грави-магнитными свойствами, и объяснена их геологическая природа (рис. 5.6):

1 – аллювиальные отложения Озерновского и Паужетского грабенов, а также туффиты верхнепаужетской подсвиты и лавы Камбального хребта - породы относительно плотные и слабо трещиноватые, могут служить верхним водоупором для термальных и метеорных вод в структуре Паужетской вулкано-тектонической депрессии;

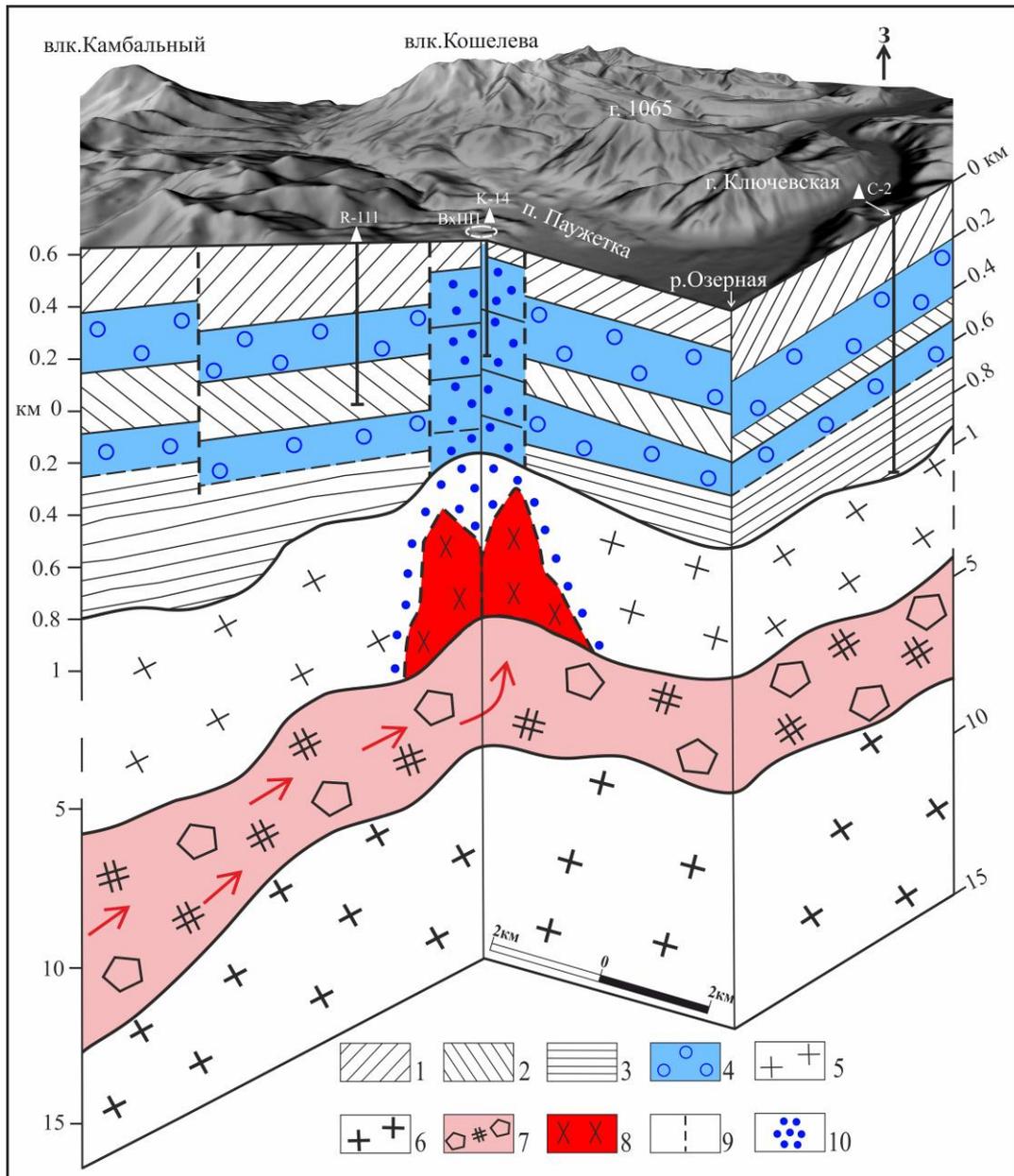


Рисунок 5.6. Концептуальная модель строения района Паужетской гидротермальной системы [Феофилактов и др., 2021].

1-3 – водоупорные горизонты в геологической структуре гидротермальной системы: 1 – верхний, представленный валунно-галечными аллювиальными отложениями Озерновского и Паужетского грабенов (в правой части модели), а также туффитами верхнепаужетской подсвиты и лавами Камбального вулканического хребта; 2 – средний, включающий магматические породы Ключевского комплекса и голыгинские игнимбриты района геотермального месторождения; 3 – нижний, отвечающий толще анавгайских песчаников. 4 – водовмещающий комплекс пород, состоящий из туфов паужетской свиты (верхний горизонт) и туфобрекчий алнейской серии (нижний горизонт); 5 – терригенный фундамент; 6 – кристаллический фундамент; 7 – область разуплотненных горных пород в кровле кристаллического фундамента (подошве мелового фундамента), соответствующая предполагаемой зоне повышенной проводимости геотермального флюида; 8 – интрузивный комплекс пород; 9 – субвертикальные разрывные нарушения; 10 – поток геотермального флюида, приуроченный к выступам мелового и кристаллического фундаментов и (или) к крупным интрузивным комплексам. Стрелками показано направление движения глубинного флюида из-под основания Камбального хребта.

2 – толщи туфов паужетской свиты и туфобрекчий (туфоконгломератов) алнейской серии, являющиеся основным водовмещающим комплексом в структуре Паужетской гидротермальной системы, разделенным промежуточным водоупором; соответствующий этим породам горизонт повышенной проводимости (низкой плотности) протягивается и в опущенных блоках грабенов Паужетского и Озерновского, что увеличивает перспективы обнаружения парогидротерм за пределами Паужетского геотермального месторождения;

3 – относительно плотные и слабопроницаемые вулканомиктовые песчаники и гравелиты анавгайской серии, горизонт может являться нижним водоупором основной, хорошо разбуренной на месторождении, водовмещающей толщи пород;

4 – вулканогенно-осадочные метаморфические отложения мелового фундамента, горизонт включает крупные структурные неоднородности - блоки плотных пород с высокой остаточной намагниченностью, которые могут соответствовать крупным магматическим комплексам среднего-основного составов, либо выступам кристаллического фундамента;

5 – метаморфизованные породы мелового или более древнего возраста, разуплотненные и водонасыщенные; высокая трещинно-поровая проницаемость (флюидонасыщенность) пород может быть обусловлена значительным перерывом между становлением нижнего (кристаллического) и среднего (терригенного) структурных ярусов;

6 – отложения кристаллического фундамента.

Таким образом, в кровле кристаллического фундамента - подошве терригенных отложений выделен горизонт, характеризующийся высокой электропроводностью и, вероятно, являющийся зоной восходящего глубинного теплового потока. На основании исследований Ю.Ф. Мороза с коллегами практически во всех регионах Камчатки на глубинах от 15 – 30, до 60 км отмечен "коровый проводящий слой" [Мороз, 1991; Мороз,

Гонтовая, 2017]. В геотермальных районах кровля этого слоя приближается к дневной поверхности до глубины 10 км и выше [Нурмухамедов и др., 2010; Мороз и др., 2017]. Выделенный 5-ый горизонт, по-видимому, соответствует "коровому проводящему слою".

Выделение мощного (4 – 5 км) горизонта повышенной проводимости газогидротермального флюида в Паужетско-Камбально-Кошелевском геотермальном (рудном) районе на глубине от 3.5 до 8 км существенно дополняет предложенную ранее принципиальную схему теплового питания Паужетской гидротермальной системы, в которой источник тепла предполагался в недрах Камбального вулканического хребта [Аверьев, 1966; Паужетские ..., 1965; Белоусов, 1978]. В то же время, этот горизонт, по-видимому, имеет широкое распространение в структуре Паужетско-Камбально-Кошелевского района и может служить своего рода наведенным источником тепла как для известных геотермальных месторождений (Паужетского и Нижне-Озерновского), так и скрытых тепловых аномалий, распространенных в районе (придонная разгрузка в центре Курильского озера, теплые источники в бухте "Теплая" Курильского озера и в верховьях р. Левая Паужетка, и др.). Высокая активность глубинного теплового потока в структуре Паужетской гидротермальной системы обусловлена раздробленностью западного склона хребта Камбальный на мелкие тектонические (тектоно-магматические) блоки и внедрением интрузий, образующих разветвленную систему субвулканических комплексов и отдельных магматических тел. Участки повышенной тектоно-магматической активности, такие как районы Верхне- и Восточно-Паужетского термальных полей, служат каналами, связывающими глубинный тепловой поток с близповерхностными водоносными горизонтами.

Защищаемое положение №3:

Определен источник теплового питания Паужетской гидротермальной системы. Тепло поступает из недр Камбального вулканического хребта по горизонту разуплотненных пород, выделенному между терригенным и кристаллическим фундаментами. Выступы фундаментов определяют высокую проницаемость верхних горизонтов земной коры в районе Паужетского геотермального месторождения. Кольцевые приподнятые тектоно-магматические блоки, характеризующиеся контрастными петрофизическими свойствами пород, контролируют разгрузку парогидротерм, связывая глубинный тепловой поток с близповерхностными водоносными горизонтами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей диссертационной работе получены принципиально новые данные по строению Паужетской гидротермальной системы. Геофизические исследования проведены методами электроразведки (ВЭЗ, ЕП, АМТЗ и МТЗ), гравиразведки, магниторазведки, микросейсмического зондирования, температурной съемки, проанализированы опубликованные и фондовые данные о результатах бурения геотермальных скважин на Паужетском геотермальном месторождении.

Работа основана на последовательном выполнении ключевых задач для решения основной проблемы – построение новой геолого-геофизической модели Паужетской гидротермальной системы: – исследование строения и структуры зоны разгрузки парогидротерм в районе Восточно-Паужетского термального поля; – исследование структуры наиболее разбуренной части Паужетского геотермального месторождения (Верхне-Паужетское термальное поле); – исследование строения Паужетской гидротермальной системы в целом и ее сочленения с региональными геологическими структурами. Таким образом, в диссертации рассматриваются три геолого-геофизические модели, последовательно объясняющие строение зон разгрузки парогидротерм: в районе отдельных блоков системы в фланговой части месторождения (Восточно-Паужетское термальное поле); в наиболее изученной центральной части Паужетского геотермального месторождения (район Верхне-Паужетского термального поля); и в Паужетской геотермальной системе в целом.

Построена концептуальная модель структуры и условий образования зоны разгрузки парогидротерм в районе Восточно-Паужетского термального поля. Модель основана на выделении субвулканического тела основного или среднего состава, кровля которого находится на глубине в первые десятки метров от уровня современного рельефа. Тело прорывает туфы верхнепаужетской подсветы и внедряется в подошву лавового

комплекса андезитов среднечетвертичного возраста Камбального хребта. Вследствие внедрения субвулканического тела во вмещающие породы в его апикальной части и в перекрывающих андезитах образовалась система блоков с контрастными физико-механическими свойствами пород. Эндо-экзоконтактовые зоны таких тел, как правило, интенсивно брекчированы и служат проводниками для восходящих гидротерм или метеорных вод [Структура ..., 1993]. Следовательно, субвулканическое тело может играть роль природного деформографа и проводника глубинных флюидов, оказывающих влияние на гидротермальную систему. Длительное воздействие высокотемпературных растворов на андезиты в зоне дробления пород привело к образованию термального поля и толщи гидротермальных глин. Брежированные породы эндо- и экзоконтактовых зон этого тела обладают повышенной трещинно-поровой проницаемостью для восходящих газо-водных флюидов, формирующихся, по-видимому, на уровне нижнего водоносного горизонта Паужетской гидротермальной системы или в недрах Камбального вулканического хребта. В северо-западном направлении от Центрального участка термального поля образуется крупная скрытая область растекания смешанных термальных вод, что согласуется с моноклинальным падением вулканогенно-осадочных пород паужетской свиты и потоков лавового комплекса.

В районе Верхне-Паужетского термального поля структура зон циркуляции различных типов вод определяется концентрически-зональным строением приподнятого тектонического блока и распределением физических неоднородностей, как первичных (магматического или вулканогенно-осадочного происхождения), так и образованных вследствие гидротермально-метасоматического изменения исходных пород. Образование приподнятого тектонического блока, вероятно, обусловлено внедрением в ослабленные зоны интрузий диоритов и габбро-диоритов на этапе формирования многоступенчатого резургентного поднятия Камбального вулканического хребта [Долгоживущий ..., 1980].

Субвулканические фации этих интрузий среднего и кислого состава в форме даек и межпластовых тел вскрываются скважинами на различных участках и горизонтах геологического разреза Паужетского геотермального месторождения [Структура ..., 1993], а также предполагаются на основании геофизических данных и, видимо, играют роль структурных деформографов: в апикальных частях субвулканических тел образуются зоны повышенной трещинно-поровой проницаемости. В приповерхностных горизонтах месторождения разгружаются термальные воды от слабокислого до щелочного состава. Взаимодействие термальных вод с вмещающими породами (туфами и андезитами) приводит к увеличению мощности толщи аргиллизитов, повышению трещинно-поровой проницаемости в подошве верхнего водоупора (а также на других литологических границах) и отложению рудной минерализации в зонах смешения щелочных и кислых вод [Ruchagov et al., 2019]. Предполагается, что формирование структуры зон разгрузки восходящих термальных вод на Паужетском геотермальном месторождении продолжается в настоящее время.

Предложена модель строения Паужетской гидротермальной системы, где определены 6 основных горизонтов, характеризующихся контрастными электромагнитными и грави-магнитными свойствами, и объяснена их геологическая природа. В кровле кристаллического фундамента - подошве меловых отложений выделен горизонт, характеризующийся высокой электропроводностью и, вероятно, являющийся зоной восходящего глубинного теплового потока. Наличие мощного (4 – 5 км) горизонта повышенной проводимости газо-гидротермального флюида в Паужетско-Камбально-Кошелевском геотермальном (рудном) районе на глубине от 3.5 до 8 км существенно дополняет предложенную ранее принципиальную схему теплового питания Паужетской гидротермальной системы, в которой источник тепла предполагался в недрах Камбального вулканического хребта [Паужетские ..., 1965; Аверьев, 1966; Белоусов,

1978]. В то же время, этот горизонт, по-видимому, имеет широкое распространение в структуре Паужетско-Камбально-Кошелевского района и может служить своего рода наведенным источником тепла как для известных геотермальных месторождений (Паужетского и Нижне-Озерновского), так и скрытых тепловых аномалий, распространенных в районе (придонная разгрузка в центре Курильского озера, теплые источники в бухте "Теплая" Курильского озера и в верховьях р. Левая Паужетка, и др.). Высокая активность глубинного теплового потока в структуре Паужетской гидротермальной системы обусловлена раздробленностью западного склона хребта Камбальный на мелкие тектонические (тектоно-магматические) блоки и внедрением интрузий, образующих разветвленную систему субвулканических комплексов и отдельных магматических тел. Участки повышенной тектоно-магматической активности, такие как районы Верхне- и Восточно-Паужетского термальных полей, служат каналами, связывающими глубинный тепловой поток с близповерхностными водоносными горизонтами.

Основные выводы

1. Установлено, что разгрузка термальных вод в структуре Паужетской гидротермальной системы и геотермального месторождения приурочена к кольцевым тектоно-магматическим блокам диаметром 300 – 500 м. В верхних горизонтах этих блоков локализованы основные термальные поля: Восточно-, Верхне-, Нижне- и Южно-Паужетское.

2. В районе Восточно-Паужетского термального поля, расположенного в центре кольцевого блока, термальные воды поступают к дневной поверхности по контактовым зонам субвулканического тела и по разрывным тектоническим нарушениям,

образующимся между слоями и блоками пород с контрастными петрофизическими свойствами.

3. В центральной части Паужетского геотермального месторождения (в районе Верхне-, Нижне- и Южно-Паужетского термальных полей) структура зон циркуляции термальных вод определяется концентрически-зональным строением приподнятого тектоно-магматического блока и распределением неоднородностей среды - как первичных (магматического или вулканогенно-осадочного происхождения), так и образованных вследствие гидротермально-метасоматического изменения исходных пород.

4. Получены геофизические, геологические и геотермические данные, свидетельствующие о том, что формирование структуры зон разгрузки парогидротерм на Паужетском геотермальном месторождении продолжается в настоящее время.

5. Решен принципиальный вопрос об источнике теплового питания Паужетской гидротермальной системы: в рассмотренном блоке земной коры между кристаллическим и терригенным фундаментами на глубине от 3.5 до 8 км выделен горизонт повышенной проводимости для теплового потока, восходящего из недр Камбального вулканического хребта.

6. Показано, что выступы терригенного и кристаллического фундаментов, представленные крупными интрузивными комплексами или тектоническими блоками, характеризующимися низкой электропроводностью пород, определяют повышенную раздробленность и проницаемость земной коры в районе Паужетского геотермального месторождения.

7. Участки близповерхностной тектоно-магматической активности, такие как кольцевые структуры в районе термальных полей Паужетского месторождения, служат каналами, связывающими глубинный тепловой поток с зонами разгрузки парогидротерм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю. Результаты высокоточных гравиметрических исследований на Нижне-Кошелевской термоаномалии // Материалы IX региональной молодежной научной конференции «Природная среда Камчатки». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2010. С. 71-80.
2. Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю., Нуждаев И.А., Рылов Е.С., **Феофилактов С.О.** Результаты высокоточных гравиметрических исследований на Верхне-Паужетском термальном поле. // Природная среда Камчатки // Материалы X региональной молодежной научной конференции «Природная среда Камчатки». 12–13 апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2011. С. 51-60.
3. Абкадыров И.Ф., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Букатов Ю.Ю. Опыт применения метода микросейсмического зондирования на геотермальных полях на примере Нижне-Кошелевской термоаномалии (Южная Камчатка) // Материалы IX региональной молодежной научной конференции «Природная среда Камчатки». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2010. С. 49-60.
4. Абкадыров И.Ф., Нуждаев И.А., Денисов Д.К., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., **Феофилактов С.О.** Новые данные о глубинном строении Нижне-Кошелевской термоаномалии (Южная Камчатка) // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы» – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2018. С. 87-90.
5. Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 118-128.
6. Аверьев В.В. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки // Труды Лаб. вулканологии «Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма». М.: Изд-во АН СССР. 1961. С. 80-98.
7. Апрельков С.Е. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки // Геотектоника. № 2, 1971, С. 105-111.
8. Апрельков С.Е., Ежов Б.В., Оточкин В.В., Соколов В.А. Вулкано-тектоника Южной Камчатки // Бюллетень Вулканологических станций, 1979. № 57. С. 72-78.
9. Белоусов В.И. Геология геотермальных полей. М.: Наука, 1978. 176 с.
10. Белоусов В.И., Рычагов С.Н., Сугробов В.М. Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: геологическое строение, концептуальная модель, геотермальные ресурсы // Вулканология и сейсмология. 2002. № 1. С. 34-50.
11. Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г. Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР. 1976. С. 23-57.
12. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М., Научный мир, 2009, 680 с.
13. Букатов Ю.Ю., Абкадыров И.Ф., Нуждаев И.А., Рылов Е.С., **Феофилактов С.О.** Результаты высокоточных гравиметрических исследований на Верхне-Паужетском термальном поле. // Природная среда Камчатки // Материалы X региональной молодежной научной конференции «Природная среда Камчатки». 12–13 апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. 2011. С. 51-60.
14. Букатов Ю.Ю., **Феофилактов С.О.**, Нуждаев И.А., Денисов Д.К., Долбня Б.М. Результаты гравиметрических работ на Паужетском геотермальном месторождении (Южная Камчатка) // Материалы IX Сибирской конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск. 2018 г. С. 82-84.

15. Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сержников А.И., Спиченкова М.В. Гидротермы Кошелевского вулканического массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 58-84.
16. Вакин Е.А., Кирсанов И.Т., Кирсанова Т.П. Термальные поля и горячие источники Мутновского вулканического района // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С.85-114.
17. Вакин Е.А. Пилипенко Г.Ф. Мутновский геотермальный район на Камчатке // Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. – М. – Наука. – 1979. С. 36–46.
18. Власов Г.М. Основные черты геологического строения территории и ее районирование // Геология СССР. М.: Недра, Т. 31: Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч.1, 1964, С. 46-55.
19. Власов Г.М. Типы минеральных вод вулканических районов и их генезис // Геология СССР. М.: Недра, Т. 31: Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч.1, 1964, С. 352-358.
20. Власов Г.М. центральная Камчатка. Тектоника. // Геология СССР. М.: Недра, Т. 31: Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч.1, 1964, С. 416-433.
21. Воронков В.А. Геолого-физическая модель локализации Паужетской гидротермальной системы: Препринт / Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР. Петропавловск-Камчатский. 1985. 16 с.
22. Воронков В.А. К вопросу о схематизации гидрогеологических условий Паужетского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. № 5. 1983. С. 39-50.
23. Воронков В. А. , Кирюхин А. В., Сугробов В. М. Термогидродинамические модели и их применение для изучения гидротермальных систем (на примере Паужетской структуры, Камчатка) // Вулканология и сейсмология. № 4 1985. С. 54-67.
24. Газогидротермы активных вулканов Камчатки и Курильских островов: состав, строение, генезис / отв. ред. О.Л. Гаськова, А.К. Монштейн. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. 282 с.
25. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под ред. Сергеева К.Ф., Краснова М.Л. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.
26. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 720 с.
27. Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма / Гл. ред. Рычагов С.Н. Петропавловск-Камчатский: ОТТИСК, 2005, 460 с.
28. Гершанок Л.А. Магниторазведка. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2006. 364 с.
29. Геотермальные ресурсы / Белоусов В.И., Постников А.И., Мельников Д.В., Белоусова С.П. Учебно-методическое пособие. Петропавловск-Камчатский: Издательство КГПУ, 2005. 105 с.
30. Гонсовская Г.А. Состояние вулкана Кошелева летом 1951 г. // Бюлл. вулканол. станций. 1954. № 21. С. 14-18.
31. Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм // Физика Земли, 2008, № 7, с. 66-84.
32. Горбатилов А.В. Цуканов А.А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Использование возможностей метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. 2011. № 4. С. 96–112.
33. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Южно-Камчатская. Лист N-57-XXVII (Петропавловск-Камчатский). Составитель В.С. Шеймович. Редактор Б.А. Марковский. Объяснительная записка. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2000. 303 с.

34. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Южно-Камчатская. Лист N-57-XXVI (Дальний). Составитель А.К. Боровцов. Редактор Б.А. Марковский. Объяснительная записка. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2002. 300 с.
35. Гравиразведка. Справочник геофизика / Под ред. Мудрецово́й Е.А., Веселова К.Е. М.: Недра, 1990. 587 с.
36. Денисов Д.К., **Феофилакто́в С.О.**, Нуждаев И.А. Изучение геологического строения Паужетского и Нижне-Кошелевского геотермальных месторождений методом ВЭЗ (Южная Камчатка) // XI Региональная молодёжная научная конференция «Исследования в области наук о Земле». 26 ноября 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2013. С. 77-96.
37. Денисов Д.К., **Феофилакто́в С.О.**, Нуждаев И.А. Уточнение геологического строения Нижне-Кошелевского геотермального месторождения (Южная Камчатка) методом ВЭЗ. // Материалы XIV Региональной молодежной научной конференции «Природная среда Камчатки». 14 апреля 2015 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2015. С. 71-82.
38. Дитмар К. Поездки и пребывание в Камчатке в 1851-1855 гг. Петропавловск-Камчатский: Холдингoвая компания «Новая книга», 2009, 570 с.
39. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
40. Жатнуев Н.С., Миронов А.Г., Рычагов С.Н., Гунин В.И. Гидротермальные системы с паровыми резервуарами (концептуальные, экспериментальные и численные модели). Новосибирск: Наука, 1996. 184 с.
41. Жатнуев Н.С., Рычагов С.Н., Миронов А.Г. и др. Пародоминирующая система и геохимический барьер жидкость-пар Верхнего термального поля Паужетского месторождения // Вулканология и сейсмология, 1991, № 1, с. 62-78.
42. Зубин М.И. Геофизические поля и глубинное строение по геофизическим данным // Дологоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 10-19.
43. Иванов В.В. Гидротермы очагов современного вулканизма Камчатки и Курильских островов // Труды Лаб. вулканологии «О вулканизме, геологии и гидротермах Камчатки». М.: Изд-во АН СССР, 1956, С. 197-217.
44. Иванов В.В. Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма // Труды Лаб. вулканологии «Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма». М.: Изд-во АН СССР, 1961, С. 53-68.
45. Калачева Е.Г., Рычагов С.Н., Королева Г.П., Нуждаев А.А. Геохимия парогидротерм Кошелевского вулканического массива (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. № 3. 2016. С. 41-56.
46. Кирюхин А.В., Сугробов В.М. Геотермальные ресурсы Камчатки и ближайшие перспективы их освоения // Вулканология и сейсмология. 2019. № 6. С. 50–65.
47. Комаров В.Л. Путешествие по Камчатке в 1908-1909 г. (Камчатская экспедиция Федора Павловича Рябушинского, снаряженная при содействии Императорского Русского географического общества). М.: 1912. 458 с.
48. Комплексные геофизические исследования геологического строения месторождений термальных вод Камчатки / Отв. ред. Сугробов В.М. М.: Наука, 1985. 112 с.
49. Коробов А.Д. Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1994. 50 с.

50. Коробов А.Д., Гончаренко О.П., Главатских С.Ф., Рихтер Я.А., Рычагов С.Н. История гидротермального минералообразования Паужетского месторождения парогидротерм и палеогидротермальных систем района // Структура гидротермальной системы. М.: Наука 1993. С 88-120.
51. Королева Г.П., Ломоносов И.С., Стефанов Ю.М. Золото и другие рудные элементы в гидротермальной системе // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993, с. 238-280.
52. Краевой Ю.А., Охалкин В.Г., Серезников А.И. Результаты гидрогеологических и геотермических исследований большебанной и Карымчинской гидротермальных систем // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С.179-211.
53. Крашенинников С.П. Описание земли Камчатки. – Репринт, воспроизведение издания 1755 г. Петропавловск-Камчатский: Камчат, 1994, Т. 1, 439 с.
54. Ладыгин В.М., Рычагов С.Н., Васильева Ю.В., Кривошеева З.А. петрофизические свойства пород гидротермальной системы // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 120-148.
55. Ладыгин В.М., Фролова Ю.В., Рычагов С.Н. Преобразование эффузивных пород под воздействием кислотного выщелачивания поверхностными термальными водами (геотермальная система Баранского, о-в Итуруп) // Вулканология и сейсмология, 2014, № 1. С. 20-37.
56. Лебедев М.М., Декусар З.Б. Проявление углеводородов в термальных водах Южной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1980. № 5. С. 93-97.
57. Леонов В.Л., Рогозин А.Н., Соболевская О.В. Результаты термометрической съемки Больше-Баннх термальных источников (Южная Камчатка) // материалы конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 197-206.
58. Магниторазведка. Справочник геофизика / Под ред. Никитинский В.Е. М.: Недра, 1980, 367 с.
59. Манухин Ю.В., Ворожейкина Л.А. Гидрогеология Паратунской гидротермальной системы и условия ее формирования // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С.143-178.
60. Молостовский Э.А., Фролов И.Ю. Петромагнитные свойства метасоматитов // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 148-160.
61. Мороз Ю.Ф., Карпов Г.А., Мороз Т.А., и др. Строение кальдеры Узон на Камчатке по геофизическим данным // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013, с. 233-240.
62. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки М.: Наука, 1991. 182 с.
63. Мороз Ю.Ф., Гонтовая Л.И. Глубинное строение Камчатки по результатам МТЗ и сейсмотомографии // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 5. С. 44-58.
64. Мороз Ю.Ф., Логинов В.А., Улыбышев И.С. Глубинная геоэлектрическая модель Больше-Банной гидротермальной системы на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2017. № 5. С. 51-61.
65. Набоко С.И. Гидросольфатары Дикого гребня // Бюлл. вулканол. станций. 1954. № 22. С. 59-64.
66. Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1980. 198 с.
67. Новограбленов П.Т. Каталог вулканов Камчатки // Изв. Гос. геогр. общества. М.: Главнаука, 1932, Т. 64, Вып. 1. С. 88-89.

68. Нуждаев А.А. Новые результаты изучения Верхне- и Нижне-Кошелёвской термоаномалий // Материалы VI региональной молодежной научной конференции «Исследования в области наук о Земле» 26-27 ноября 2008 г. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. Витуса Беринга, 2008. С. 43-49.
69. Нуждаев И.А., **Феофилактов С.О.** Современное состояние изученности строения центральной части Нижне-Кошелёвского геотермального месторождения и результаты магнитной съёмки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, № 2. Выпуск 22. 2013. С 231-241.
70. Нуждаев И.А., **Феофилактов С.О.** Магнитометрические исследования в районе Нижне-Кошелёвской термоаномалии // Материалы X региональной молодежной конференции «Природная среда Камчатки». 12-13 апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2011. С. 119-130.
71. Нуждаев И.А., **Феофилактов С.О.** Геолого-геофизическая модель центральной части Нижне-Кошелёвского геотермального месторождения на основании магнитометрических исследований // Материалы региональной конференции, «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29 — 30 марта 2012 г. — Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. С. 131-136.
72. Нуждаев И.А., **Феофилактов С.О.** Магнитометрические исследования в районе крупнейшего пародоминирующего геотермального месторождения на Камчатке// Материалы III Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского 11-15 февраля 2013г. — Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2013. С. 818-822.
73. Нуждаев И.А., **Феофилактов С.О.** Зимние магнитометрические исследования на Паужетском геотермальном месторождении: методика, краткие результаты // XII Региональная молодёжная научная конференция « Исследования в области наук о Земле». 25 ноября 2014г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2014. С. 75-84.
74. Нуждаев И.А., **Феофилактов С.О.** Особенности глубинного строения Нижне-Кошелёвского геотермального месторождения на основе сопоставления данных микросейсмического зондирования и гравиметрии. // Материалы X региональной молодежной научной конференции «Природная среда Камчатки». 12–13 апреля 2011г. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. 2011. С. 119-130.
75. Нурмухамедов А.Г. Банные и Карымчинские гидротермальные системы — источники энергии на юге Камчатки // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2017. №12 (специальный выпуск 32). С. 347-367.
76. Нурмухамедов А.Г., Чернев И.И., Алексеев Д.А., Яковлев А.Г. Трёхмерная геоэлектрическая модель Мутновского месторождения парогидротерм // Физика Земли. 2010. № 9. С. 15-28.
77. Пампура В.Д., Сандмирова Г.П. Геохимия и изотопный состав стронция в гидротермальных системах. Новосибирск: Наука, 1991, 120 с.
78. Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 208 с.
79. Пийп Б.И. Термальные ключи Камчатки // СОПС АН СССР. Сер. Камчатская, 1937, Вып. 2, 278 с.
80. Писарева М.В. Зона природного пара Нижне-Кошелёвского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52-63.
81. Поздеев А.И., Нажалова И.Н. Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелёвского месторождения парогидротерм // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 32–45.
82. Поляков А.Ю. Анализ условий водного и газового питания Мутновского геотермального резервуара (Камчатка): диссертация канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, 2018. 116 с.

83. Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977. 296 с.
84. Рычагов С.Н. Гигантские газо-гидротермальные системы и их роль в формировании пародоминирующих геотермальных месторождений и рудной минерализации // Вулканология и сейсмология. 2014. № 2. С. 3-28.
85. Рычагов С.Н. Начало освоения геотермальной энергии на Камчатке и перспективы ее использования // История науки и техники, №7. 2017. С. 45-51.
86. Рычагов С.Н. Эволюция гидротермально-магматических систем островных дуг: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 50 с.
87. Рычагов С.Н., Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю., Нуждаев И.А., **Феофилактов С.О.** Геолого-геофизическая модель крупнейшего на Камчатке Нижне-Кошелевского пародоминирующего геотермального месторождения // Доклады АН, том 482, №2, 2018. С. 183-187.
88. Рычагов С.Н., Белоусов В.И., Главатских С.Ф., и др. Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: характеристика глубокого геологического разреза и модель современного минералорудообразования в ее недрах // Вулканология и сейсмология. 2002. №4. С. 3-21.
89. Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В. Гидротермальные глины и пирит геотермальных полей: значение в геохимии современных эндогенных процессов (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 2009, № 2. С. 39-56.
90. Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Чернов М.С., Филоsofova Т.М. Глобули различного состава в толще гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка): к вопросу об источниках фосфора и транспорте металлов // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога "Вулканизм и связанные с ним процессы". Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 270-276.
91. Сандиминова Г.П. Геохимические факторы распределения стронция и вариации его изотопного состава в гидротермальных системах // Структура гидротермальной системы. М.: Наука 1993. С 196-218.
92. Семенов В.И. В краю горячих источников. Петропавловск-Камчатский: Дальневост. кн. изд-во, Камч. отделение, 1988. 144 с.
93. Сережников А.И., Зимин В.М. Геологическое строение Паратунского геотермального района, влияние отдельных геологических факторов на современную гидротермальную деятельность // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С.115-142.
94. Стеллер Г.В. Описание земли Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Камч. печ. двор, кн. изд-во, 1999. 288 с.
95. Стратегия развития топливно-энергетического потенциала дальневосточного экономического района до 2020 г. Владивосток: Наука. 2001. 111 с.
96. Структура гидротермальной системы. М.: Наука 1993. 240 с.
97. Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм / Леонов В.Л. М.: Наука, 1989. 104 с.
98. Сугробов В.М. Геотермальные ресурсы Камчатки, классификация и прогнозная оценка // Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука. 1979. с. 26-35.
99. Сугробов В.М., Карпов Г.А., Рычагов С.Н. 50 лет со дня пуска Паужетской геотермальной электрической станции // Материалы региональной конференции "Вулканизм и связанные с ним процессы", посвященной Дню вулканолога, 29 - 30 марта 2016 г.. - Петропавловск-Камчатский, 2016. С. 443-448.
100. Сугробов В.М., Яновский Ф.А. Геотермическое поле, вынос тепла вулканами и гидротермами Камчатки. Гл. 4 в кн. «Действующие вулканы Камчатки». М., Наука. 1991. Том 1. С. 58-71.

101. Сывороткин В.Л. Современный вулканизм Южной Камчатки и гидротермальный процесс // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 19-38.

102. Трофимов В.Т., Королев В.А., Вознесенский Е.А. и др. Грунтоведение. М.: Изд-во МГУ, 2005, 1024 с.

103. **Феофилактов С.О.** Электропроводность зон разгрузки парогидротерм Паужетского и Нижне-Кошелевского геотермальных месторождений (Южная Камчатка) // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы» – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2017. С. 219-222.

104. **Феофилактов С.О.**, Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю., Нуждаев И.А. Новые данные о строении Паужетского геотермального месторождения (Южная Камчатка, Россия) // Материалы VII Сибирской научно-практической конференции молодых ученых по наукам о Земле (с участием иностранных специалистов) 17-21 ноября 2014 г. Новосибирск. 2014 г. С. 397.

105. **Феофилактов С.О.**, Букатов Ю.Ю., Нуждаев И.А., Денисов Д.К. Характеристика зоны разгрузки парогидротерм в центральной части Паужетского геотермального месторождения по геофизическим данным // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы» – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 175-178.

106. **Феофилактов С.О.**, Букатов Ю.Ю., Нуждаев И.А., Нуждаев А.А., Денисов Д.К. Строение Восточно-Паужетского термального поля на основании комплексных геофизических исследований. // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы» – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. С. 299-310.

107. **Феофилактов С.О.**, Нуждаев И.А., Букатов Ю.Ю. Строение зон разгрузки парогидротерм Паужетского геотермального месторождения (Южная Камчатка) по геофизическим данным // XXVII Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика» с участием исследователей из других стран Институт земной коры СО РАН, Иркутск, 2017. С. 244-245.

108. **Феофилактов С.О.**, Нуждаев И.А. Новые данные о распределении температур грунтов в районе Верхне-Кошелевских паровых струй // Материалы VII региональной молодежной конференции «Исследования в области наук о Земле». Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. В. Беринга. 2009. С. 101-108.

109. **Феофилактов С.О.**, Нуждаев И.А. Особенности глубинного строения Нижне-Кошелевского геотермального месторождения на основе сопоставления данных микросейсмического зондирования и гравиметрии // Материалы X региональной молодежной конференции «Природная среда Камчатки». 12-13 апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский: ВиС ДВО РАН. 2011 С. 181-194.

110. **Феофилактов С.О.**, Рычагов С.Н., Букатов Ю.Ю., Нуждаев И.А., Денисов Д.К. Строение зоны разгрузки парогидротерм в Районе Верхне-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Геология и геофизика, 2020, т. 61, № 9, С. 1194-1214.

111. **Феофилактов С.О.**, Рычагов С.Н., Букатов Ю.Ю., Нуждаев И.А., Нуждаев А.А., Новые данные о строении зоны разгрузки гидротерм в районе Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология, № 5. 2017. С. 36-50.

112. **Феофилактов С.О.**, Рычагов С.Н., Логинов В.А., Букатов Ю.Ю., Нуждаев И.А., Клементьев М.А., Денисов Д.К. Глубинное строение района Паужетской гидротермальной системы (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология, № 1. 2021. С. 40-56.

113. Фролова Ю.В., Чернов М.С., Рычагов С.Н. К вопросу о преобразовании туфов в разрезе Верхне-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Материалы

ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога, «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-камчатский, ИВиС ДВО РАН. 2016. С. 449-460.

114. Фролова Ю.В., Чернов М.С., Рычагов С.Н., Соколов В.Н., Мосин А.М., Кузнецов Р.А. Преобразование андезитов в разрезе Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Материалы ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога, «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-камчатский, ИВиС ДВО РАН, 2017, С. 223-226.

115. Хмелевской В.К. Основной курс электроразведки // Издательство Московского университета, 1970, Часть 1, 241 с.

116. Чудаев О.В., Челноков Г.А., Брагин И.В., Харитоновна Н.А., Рычагов С.Н., Нуждаев А.А., Нуждаев И.А. Геохимические особенности распределения основных и редкоземельных элементов в Паратунской и Большебанной гидротермальных системах камчатки // Тихоокеанская геология, 2016, том 35, №6, С. 102-119.

117. Aboud E., Salem A., Mekawi M. Curie depth map for Sinai Peninsula, Egypt deduced from the analysis of magnetic data // Tectonophysics, 2011, V. 506, p. 46-54.

118. Africa J.R., Monasterial J.L.C., Layugan D.B. et al. Magnetotellurics (MT) Resistivity Signature of a Geothermal Prospect with Au-Cu Mineralization in Surigao del Norte, Philippines // Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 6 p.

119. Allis R. G., Hunt T. M. Analysis of exploitation induced gravity changes at Wairakei geothermal field // Geophysics, 1986, V. 51, p. 1647-1660.

120. Aoyama K., Mogi T., Suzuki K., Sasaki J., Yamaya Y. Magnetotelluric study on a vapor-dominated geothermal reservoir in the Matsukawa area, Japan // Geothermics V101. 2022. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0375650522000153?via%3Dihub>

121. Arnason K., Eysteinnsson H., Hersir G.P. Joint 1D inversion of TEM and MT data and 3D inversion of MT data in the Hengill area SW Iceland // Geothermics, 2010, V. 39, p. 13-34.

122. Bannister S., Sherburn S., Bourguignon S. et al. Preprocessing for Reservoir Seismicity Location: Rotokawa Geothermal Field, New Zealand // Proceedings World Geothermal Congress 2010. Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, 5 p.

123. Bellani S., Brogi A., Lazzarotto A. et al. Heat flow, deep temperatures and extensional structures in the Larderello Geothermal Field (Italy): constraints on geothermal fluid flow // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2004. V. 132. P. 15-29.

124. Bertani R. Geothermal Power Generation in the World 2010-2014 Update Report // Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia, 19-25 April, 2015. 19 p.

125. Bertani R., Bertini G., Cappetti G. et al. An Update of the Larderello-Travale/Radiocondoli Deep Geothermal System // Proceedings World Geothermal Congress 2005. Antalya, Turkey, 24-29 April, 2005. 7 p.

126. Benz H.M., Zandt G., Oppenheimer D.H. Lithospheric structure of northern California determined from teleseismic images of the upper mantle // Journal of Geophysical Research. 1992, V. 97, p. 4791-4807.

127. Bernabini M., Bertini G., Cameli G.M., Dini I., Orlando L. Gravity interpretation of Mt. Amiata geothermal area (Central Italy) // Proc. World Geothermal Congress, Florence, 18-31 May 1995. Florence, 1995, V. 2, p. 859-862.

128. Bertrand E.A., Caldwell T.G., Hill G.J. et al. Magnetotelluric imaging of the Ohaaki geothermal system, New Zealand: implications for locating basement permeability // J. Volcanol. and Geoth. Res. 2013, V. 268, p. 36-45.

129. Blazquez C.S., Mat'e-Gonz'alez M.A., Nieto I.M., Mart'ın A.F., Gonz'alez-Aguilera D. Assessment of the geothermal potential in the region of Avila (Spain): An integrated and interactive thermal approach // Geothermics V98. 2022.

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0375650521002510?via%3Dihub>

130. Bolos X., Angel V.D., Villanueva-Estrada R.E., Sosa-Ceballos G., Boijseauneau-Lopez M., Mendez V., Macías J.L. Surface hydrothermal activity controlled by the active structural system in the self-sealing geothermal field of Acoculco (Mexico) // *Geothermics* V101. 2022. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0375650522000256?via%3Dihub>
131. Bunes H., Hartmann H., Rumpel H.M. et al. Seismic Exploration of Deep Hydrogeothermal Reservoirs in Germany // *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, 5 p.
132. Cabezas D.H. Precision Gravity Data of the Miravalles Geothermal Field an Ongoing Assessment // *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, 4 p.
133. Capetti G., Romagnoli P., Sabatelli F. Geothermal Power Generation in Italy 2005–2009 Update report // *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia, 24-30 April, 2010. 8 p.
134. Casim M., Ciuffi S., Fiordelisi A., Mazotti A. 3D Seismic Surveys and Deep Target Detection in the Larderello-Travale Geothermal Field (Italy) // *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia, 25–30 April, 2010. 7 p.
135. Casini M., Ciuffi S., Fiordelisi A., Mazzotti A. 3D Seismic Surveys and Deep Target Detection in the Larderello-Travale Geothermal Field (Italy) // *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, 7 p.
136. Cheng Y., Pang Z., Kong Y., Chen X., Wang G. Imaging the heat source of the Kangding high-temperature geothermal system on the Xianshuihe fault by magnetotelluric survey // *Geothermics* V102. 2022. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0375650522000384?via%3Dihub>
137. Cherkose B.A., Saibi H. Investigation of the Ayrobera geothermal field using 3D magnetotelluric data inversion, Afar depression, NE Ethiopia // *Geothermics* V94. 2021. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0375650521000742?via%3Dihub>
138. Chiang C.W., Yang Z.X., Chen C.C., Yeh E.C., Chen C.S., Wang C.Y. Potential geothermal structure inferred from the electrical resistivity and seismic reflection models in the western Ilan Plain, NE Taiwan // *Geothermics* V94. 2021. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0375650521000845?via%3Dihub>
139. Clarke D., Townend J., Savage M.K., Bannister S. Seismicity in the Rotorua and Kawerau geothermal systems, Taupo Volcanic Zone, New Zealand, based on improved velocity models and cross-correlation measurements // *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 2009, V. 180, p. 50-66.
140. Cortes-Arroyo O.J., Romo-Jones J.M., Gomez-Treviño E. et al. Continuous Electromagnetic Monitoring Network in the Mexicali Rift, Mexico // *Proceedings World Geothermal Congress 2015*. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 4 p.
141. Dangel S., Shaepman M.E., Stoll E.P., Carniel R. et al. Phenomenology of tremor-like signals observed over hydrocarbon reservoirs // *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 2003, V. 128, p. 135-158.
142. Darma S., Harsoprayitno S., Setiawan B. et al. Geothermal Energy Update: Geothermal Energy Development and Utilization in Indonesia // *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia, 25–30 April 2010. 13p.
143. Delliansyah R., Sule R., Nugraha A.D. Steam and Brine Zones Prediction Inside an Operated Geothermal Reservoir Based on Seismic Velocities Produced by Double Difference Tomography // *Proceedings World Geothermal Congress 2015*. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 4 p.
144. Ebbing J., Gernigon L., Pascal C. et al. A discussion of structural and thermal control of magnetic anomalies on the mid-Norwegian margin // *Geophysical Prospecting*, 2009, V. 57, p. 665-681.

145. **Feofilaktov S. O.**, Rychagov S. N., Abkadyrov I. F., Bukatov Yu. Yu., I. A. Nuzhdaev New Data on Structure of Pauzhetsky Geothermal Deposit (South Kamchatka, Russia) // Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 8 p.
<http://www.kscnet.ru/ivs/lgt/wp-content/uploads/2015/11/12043.pdf>
146. Frolova Julia V., Chernov Michael S., Rychagov Sergey N., Ladygin Vladimir M., Sokolov Vyacheslav N., Kuznetsov Ruslan A. The influence of hydrothermal argillization on the physical and mechanical properties of tuffaceous rocks: a case study from the Upper Pauzhetsky thermal field, Kamchatka // Bulletin of Engineering Geology and the Environment, Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2020.
<https://link.springer.com/article/10.1007%2Fs10064-020-02007-2>
147. Hanano M., Sakagawa Y. Lateral steam flow revealed by a pressure build-up test at the Matsukawa vapor-dominated geothermal field, Japan // Geothermics. 1990. V. 19. № 1. P. 29-42.
148. Husen S., Smith R.B., Waite G.P. Evidence for gas and magmatic sources beneath the Yellowstone volcanic field from seismic tomographic imaging // J. Volcanol. Geoth. Res., 2004, V. 131, p. 397-410.
149. Idral A. Structural traps of non-volcanic hosted geothermal field based on geophysical data of Waesalit area Buru Island – Indonesia // Proceedings World Geothermal Congress 2010. Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, 8 p.
150. Idral A., Mansoer W.R. Integrated Geophysical Studies of Palu-Koro Depression Zone, Indonesia: Implications for Geothermal resources in Bora Central Sulawesi // Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 5 p.
151. Ishitsuka K., Yamaya Y., Watanabe N., Kobayashi Y., Mogi T., Asanuma H., Kajiwarra T., Sugimoto T., Saito R. Constraining temperature at depth of the Kakkonda geothermal field, Japan, using Bayesian rock-physics modelling of resistivity: Implications to the deep hydrothermal system // Geothermics V100. 2022.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0375650521002716?via%3Dihub>
152. Karlsdottir R., Vilhjalmsón A.M., Teklesenbet A. Namafjall High Temperature Field in N Iceland. A 3D Resistivity Model Derived from MT Data // Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 7 p.
153. Kusumah Y.I., Suryantini, Wilbowo H.H. Horizontal Derivative from Gravity Data as a Tool for Drilling Target Guide in Wayang Windu Geothermal Field, Indonesia // Proceedings World Geothermal Congress 2010. Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, 6 p.
154. Lichoro C.M. Comparison of 1-D, 2-D and 3-d Inversion Approaches of Interpreting Electromagnetic Data of Silali Geothermal Area // Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 10 p.
155. Los Bafios C.F., Rigor D.M., Layugan D.B., Bayrante L.F. The resistivity Model of the Mindanao Geothermal Project, South Central Mindanao, Philippines // Proceedings World Geothermal Congress 2010. Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, 6 p.
156. Lund J.W., Boyd T.L. Direct Utilization of Geothermal Energy 2015 Worldwide Review // Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 31 p.
157. Lund J.W., Gawell K., Boyd T.L., Jennejohn D. The United States Country Update 2010 // Proceedings World Geothermal Congress 2010. Bali, Indonesia, 25–30 April 2010. 18p.
158. Martakusumah R., Srigutomo W., Suryantini et al. Gravity Analysis for Hidden Geothermal System in Cipanas, Tasikmalaya Regency, West Java // Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 9 p.
159. McLaughlin R.J., Moore D.M., Sorg D.H., McKee E.H. Multiple episodes of the hydrothermal circulation, thermal metamorphism, and magma injection beneath the Geysers steam field, California // Geol. Soc. Amer. 1983. V. 15. P. 417.

160. Moore J.N., Gunderson R.P. Fluid-inclusion and isotopic systematics of an evolving magmatic-hydrothermal system // *Geoch. Cosmoch. Acta*. 1995. V. 59. P. 3887-3907.
161. Moya P., Taylor W. Micro-seismicity at the Miravalles Geothermal Field, Costa Rica (1994-2009): A tool to Confirm the Real Extent of the Reservoir // *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, 9 p.
162. Mujihardi B., Nugraha A.D., Widiyantoro S. et al. Identificaion of Fracture Zones in Geothermal Field Based on Microseismic Events // *Proceedings World Geothermal Congress 2015*. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 5 p.
163. Mulugeta B.D., Fujimitsu Y., Nishijima J., Saibi H. Interpretation of gravity data to delineate the subsurface structures and reservoir geometry of the Aluto–Langanoo geothermal field, Ethiopia // *Geothermics* V94. 2021.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0375650521000535?via%3Dihub>
164. Mwakirani R. Integrated Geophysical Model for Suswa Geothermal Prospect using Resistivity, Seismics and Gravity Survey Data in Kenya // *Proceedings World Geothermal Congress 2015*. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 6 p.
165. Nishijima J., Oka D., Higuchi S. et al. Repeat Microgravity Measurements Using Absolute and Relative Gravimeters for Geothermal Reservoir Monitoring in Ogiri Geothermal Power Plant, South Kyushu, Japan // *Proceedings World Geothermal Congress 2015*. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 5 p.
166. Nishijima J., Saibi H., Sofyan Y. et al. Reservoir Monitoring Using Hybrid Micro-Gravity Measurements in the Takigami Geothermal Field, Central Kyushu, Japan // *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, 6 p.
167. Nordquist G., Protacio J. A. P., Acuna A. Precision gravity monitoring of the Bulalo geothermal field, Philippines: Independent checks and constraints on numerical simulation // *Geothermics*, 2004, V. 33, p. 37–56.
168. Okamoto K., Imanishi K., Asanuma H. Structures and fluid flows inferred from the microseismic events around a low-resistivity anomaly in the Kakkonda geothermal field, Northeast Japan // *Geothermics* V100. 2022.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0375650521002741?via%3Dihub>
169. Omiti A. Resistivity Structure of the Eburru Geothermal Field, Kenya. Depicted Through 1D Joint Inversion of MT and TEM Data // *Proceedings World Geothermal Congress 2015*. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 13 p.
170. Pandeli E., Gianelli G., Puxeddu M. Elter F.M. The Paleozoic Basement of the Northern Apennines: stratigraphy, tectono-metamorphic evolution and alpine hydrothermal processes // *Mem. Soc. Geol. Ital.* 1994. V. 48. P. 627-654.
171. Pramono B., Colombo D. Microearthquake Characteristics in Daradjat Geothermal Field, Indonesia // *Proceedings World Geothermal Congress 2005*. Antalya, Turkey, 24–29 April, 2005, 6 p.
172. Pruess K. A quantitative model of vapor-dominated geothermal reservoirs as heat pipes in fractured porous rock // *Trans. Geotherm. Resourc. Counc.* 1985. V. 9 (II). P. 353–361.
173. Rejeki S., Rohrs D., Nordquist G., Fitriyanto A. Geologic Conceptual Model Update of the Darajat Geothermal Field, Indonesia // *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia, 25–30 April, 2010, 12 p.
174. Rodi W., Mackie R.L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion // *Geophysics*. 2001. Vol. 66. P. 174-187.
175. Rychagov S.N., Sandimirova E.I., Chernov M.S., Kravchenko O.V. Influence of Alkaline Fluid on Mineral Ore Formation in Argillization Zone of Present-Day Pauzhetka Hydrothermal System (South Kamchatka) // *Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits. Proceedings of XXXVI International Conference*. 23-26 May 2019, Saint Petersburg. M.: GEOKHI RAS, 2019, p. 261-264.

176. Sanchez-Pastor P., Obermann A., Reinsch T., Agústsdóttir T., Gunnarsson G., Tomasdóttir S., Hjorleifsdóttir V., Hersir G.P., Agústsson K., Wiemer S. Imaging high-temperature geothermal reservoirs with ambient seismic noise tomography, a case study of the Hengill geothermal field, SW Iceland // *Geothermics* V96. 2021.

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S037565052100167X?via%3Dihub>

177. Sato K., Tamura Y., Osato K., Horne R.N. Assessing poroelastic properties of a geothermal reservoir by tidal signal analysis // *Geothermics* V100. 2022.

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0375650522000062?via%3Dihub>

178. Soengkono S. The Relationship between Geological Structures and High Temperature Geothermal Systems in the Eastern Taupo Volcanic Zone (New Zealand) as Seen from High Resolution Airborne Magnetic Data // *Proceedings World Geothermal Congress 2015*. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 11 p.

179. Sofyan Y., Daud Y., Kamah Y., Ehara S. Sustainable Geothermal Utilization Deduced from Mass Balance Estimation – a Case Study of Kamojang Geothermal Field, Indonesia // *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, 6 p.

180. Sugino H., Akeno T. Country Update for Japan // *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia, 24-30 April, 2010. 7 p.

181. Shigeno H. Evolution history of the Kakkonda magma-hydrothermal system, Japan, estimated through simplified model numerical simulations // *Proc. 25th Workshop on geothermal reservoir engineering 2000*. USA: Stanford University, 2000. P. 135-142.

182. Spichak V., Manzella A. Electromagnetic sounding of geothermal zones // *J. Appl. Geophys.* 2009, V. 68, p. 459-478.

183. Stimac J.A., Goff F., Wohletz K. Thermal modeling of the Clear Lake magmatic-hydrothermal system, California, USA // *Geothermics*. 2001. V. 30. P. 349-390.

184. Gianelli G., Manzella A., Puxeddu M. Crustal models of the geothermal areas of southern Tuscany (Italy) // *Tectonophysics*. 1997. V. 281. P. 221-239.

185. Gritto R., Jarpe S.P. Temporal variations of Vp/Vs-ratio at The Geysers geothermal field, USA // *Geothermics* V52. 2014.

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0375650514000133?via%3Dihub>

186. Hadi J., Harrison C., Keller J., Rejeki S. Overview of Daradjat Reservoir Characterization, A Volcanic Hosted Reservoir // *Proceedings World Geothermal Congress*, Antalya, Turkey 2005. 11 p.

187. Tamanyu S. Alternative geothermal heat sources besides the youngest volcanism related magma chamber – Examples in the Hoho and Sengan geothermal areas in Japan // *Geothermal Resources Council Transactions*. 1991. V. 15. P. 47-51.

188. Tamanyu S., Fujimoto K. Hydrothermal and Heat Source Model for the Kakkonda Geothermal Field, Japan // *Proceedings World Geothermal Congress 2005*. Antalya, Turkey, 24-29 April, 2005. 10 p.

189. Tosha T., Sugihara M., Nishi Y. Revised hypocenter solutions for microearthquakes in the Kakkonda geothermal field, Japan // *Geothermics*. 1998. V. 27. P. 553-571.

190. Uchida T., Akaku K., Sasaki M., Kamenosono H. et al. Recent progress of NEDOs “Deep-seated geothermal resources survey” project // *Geothermal Resources Council Transactions*. 1996. V. 20. P. 643-648.

191. Walters M., Combs J. Heat flow regime in the Geysers-Clear Lake region of northern California, USA // *Transactions Geothermal Resources Council*. 1989. V. 13. P. 491-502.

192. Walters M.A., Haizlip J.R., Sternfeld J.N. et al. A vapordominated reservoir exceeding 600°F at the Geysers, Sonoma County, California // *Monograph on the Geysers geothermal field*. Geotherm. Resourc. Coun. Spec. Rept. 1992. V. 17. P. 45-53.

193. Wolfe J. E. Microseismic Measurement of Fracture Geometry using Synchronized Three Component Geophone Extended Arrays // CSPG/CSPE Geoconvention 2007, Calgary, Alberta, Canada, May 14-17, 2007.

Фондовые материалы

194. Асаулова Н.П. Отчет о результатах геологоразведочных работ и опытно-промышленной разработки Паужетского геотермального месторождения за период 1960-2006 гг. (с подсчетом эксплуатационных запасов парогидротерм по состоянию на ноябрь 2006 г.). Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному федеральному округу. Петропавловск-Камчатский, том 1. книга 1. 2006. 340 с.

195. Асаулова Н.П. Отчет о результатах геологоразведочных работ и опытно-промышленной разработки Паужетского геотермального месторождения за период 1960-2006 гг. (с подсчетом эксплуатационных запасов парогидротерм по состоянию на ноябрь 2006 г.). Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному федеральному округу. Петропавловск-Камчатский, том 1. книга 2. 2006. 313 с.

196. Ворожейкина Л.А., Манухин Ю.Ф., Сугробов В.М. и др. Отчет о работе по теме: Прогнозная оценка геотермальных ресурсов Камчатской области. Этап – Геолого-экономическая оценка геотермальных объектов, первоочередных для освоения и проведения геологоразведочных работ до 1990 года. Петропавловск-Камчатский: КТГУ, КПУ по ИГТЗ, ИВ ДВНЦ АН СССР, ФГУ “КТФГИ”, 1980.

197. Зайцев И.М. Отчет о комплексных геофизических исследованиях в районе Паужетского геотермального месторождения в 1969 г. Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному федеральному округу. Петропавловск-Камчатский, 1970. 116 с.

198. Святловский А.Е., Иванов В.В., Нехорошев А.С. Гидротермы района вулканов Кошелева и Камбального на южной Камчатке. Отчет геотермической экспедиции. М.: Лаб. вулканологии АН СССР, 1956. 304 с. Фонды ИВиС ДВО РАН.

199. Сугробов В.М., Вакин Е.А., Хаткевич Ю.М. Режимные наблюдения на Паужетском месторождении парогидротерм в 1968-1970 гг. Фонды ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 1971. 28 с.

200. Ямпольский В.А., Демьянец Р.М. Отчет о доразведке юго-восточных флангов Паужетского месторождения перегретых вод за 1972-1976 гг. (стадия предварительной разведки). Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному федеральному округу. Петропавловск-Камчатский, 1976. 175 с.