

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

НУЖДАЕВ ИВАН АЛЕКСЕЕВИЧ

**СТРОЕНИЕ ЗОНЫ РАЗГРУЗКИ ПАРОГИДРОТЕРМ ПО
МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ (ПАУЖЕТСКО-КАМБАЛЬНО-
КОШЕЛЕВСКИЙ ГЕОТЕРМАЛЬНЫЙ РАЙОН, ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)**

Специальность 1.6.9 – Геофизика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук,
Рычагов Сергей Николаевич

Петропавловск-Камчатский - 2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
Глава 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ МИРА И КАМЧАТКИ	11
1.1. Особенности выбора геофизических методов при исследовании гидротермальных систем (мировой обзор)	11
1.2. Геолого-геофизическая изученность гидротермальных систем Камчатки ..	16
Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПАУЖЕТСКО-КАМБАЛЬНО- КОШЕЛЕВСКОГО ГЕОТЕРМАЛЬНОГО РАЙОНА И ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ	31
2.2. Паужетская гидротермальная система и геотермальное месторождение	34
2.3. Кошелевский вулканический массив и Нижне-Кошелевское месторождение парогидротерм.....	38
2.4. Камбальный вулканический хребет и его термальные разгрузки	48
2.5. Геофизическая изученность Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района.....	53
Глава 3. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	59
3.1. Магнитные свойства пород гидротермальных систем	60
3.2. Магниторазведка.....	62
3.3. Вертикальные электрические зондирования	71
3.4. Гравиразведка.....	73
3.5. Исследования методом микросейсмического зондирования.....	74
Глава 4. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ, АНАЛИЗ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ	75
4.1. Паужетское геотермальное месторождение	75
4.2. Нижне-Кошелевское месторождение парогидротерм	87
4.3. Южная группа термальных полей Камбального вулканического хребта	98

Глава 5. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРОЕНИЯ ЗОНЫ РАЗГРУЗКИ ПАРОГИДРОТЕРМ	104
5.1. Паужетское геотермальное месторождение	104
5.2. Нижне-Кошелевское месторождение парогидротерм	110
5.3. Южная группа термальных полей Камбального вулканического хребта ..	113
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	117
ЛИТЕРАТУРА	118

ВВЕДЕНИЕ

Объектами исследования являются современные гидротермальные системы, геотермальные месторождения и термальные поля (термоаномалии) одного из крупнейших на Камчатке Паужетско-Камбально-Кошелёвского геотермального района.

Предметом исследования служат физические величины, характеризующие геологическую среду (индукция земного магнитного поля, электрическое сопротивление, поле силы тяжести, скорость распространения упругих волн, температура).

Актуальность исследования

Современные гидротермальные системы и геотермальные месторождения представляют повышенный интерес для фундаментальной науки. Их формирование связано с активными геодинамическими зонами Земли, контактами региональных тектонических блоков, глубинными сквозькоровыми разломами, крупными интрузивными телами. В связи с этим возможно изучение их геологической структуры геофизическими методами с получением информации о ярко выраженных аномалиях: индукции магнитного поля, распространения упругих волн, электромагнитного поля, контрастных значений поля силы тяжести.

Использование геотермальных запасов, как восполняемой «зеленой» энергии является одним из приоритетных направлений в современной энергетической повестке Российской Федерации. Широко известно, что Камчатский край обладает богатейшими геотермальными ресурсами, использование которых может обеспечить все потребности региона в электрической и тепловой энергии. На сегодняшний день на полуострове только два геотермальных месторождения (Паужетское и Мутновское) обеспечивают устойчивую работу ГеоЭС суммарной мощностью 74 МВт, при необходимых Камчатскому краю 500 МВт. На государственном балансе края находятся 16

геотермальных месторождений, запасы по которым утверждены на том или ином уровне. Исследования глубинного строения гидротермальных систем и зоны разгрузки парогидротерм, в частности, необходимы для решения фундаментальных научных проблем, касающихся взаимодействия магматических источников с приповерхностными и глубинными флюидами, а также, несомненно, найдут свое применение в практических целях разведки геотермальных месторождений и продуктивном использовании тепла Земли.

Цель работы: выявление особенностей строения зоны разгрузки парогидротерм в Паужетско-Камбально-Кошелевском геотермальном районе Южной Камчатки на основании магниторазведочных и других геофизических исследований.

Задачи исследования:

1. В ходе экспедиционных работ получить данные о геологическом строении Паужетской, Камбальной и Кошелевской гидротермальных систем с помощью детального изучения зоны разгрузки парогидротерм геофизическими методами.

2. Проанализировать полученные материалы по каждому геофизическому методу и выполнить комплексную обработку данных для уменьшения неоднозначности интерпретации полученных результатов.

3. Выявить геологические структуры, контролирующие тепловое и водное питание гидротермальных систем Паужетско-Камбально-Кошелевского района.

4. Создать концептуальную модель строения зоны разгрузки парогидротерм и более глубоких горизонтов Паужетской, Камбальной и Кошелевской гидротермальных систем.

Методы исследования и фактический материал

Геофизические исследования выполнены методами: магниторазведки, гравиразведки, электроразведки (вертикальное электрическое зондирование) и микросейсмического зондирования. Для каждого метода использовалась современная аппаратура и программное обеспечение обработки данных. Автор

участвовал в полевых работах на всех объектах исследования в составе лаборатории геотермии Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН с 2007 по 2024 гг. При интерпретации полученных данных учитывались все собранные материалы поисково-разведочных работ: бурения скважин, геофизических, геологических и гидрогеологических съемок.

Научная новизна:

1. Впервые для гидротермальных систем Камчатки построены площадные карты индукции магнитного поля ΔT_a с использованием современных высокочувствительных магнитометров со встроенной спутниковой привязкой данных.

2. На основании магнитометрических исследований на гидротермальных системах Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района установлены геологические особенности строения зоны разгрузки парогидротерм, в том числе ранее не изученного наземными геофизическими методами Камбального вулканического хребта.

3. В результате анализа полученных данных и обобщения геологической информации по объектам исследований созданы концептуальные модели строения зоны разгрузки Паужетских, Камбальных и Кошелевских парогидротерм.

4. Определены геологические структуры, контролирующие потоки термальных вод в верхних горизонтах земной коры. Показаны принципиальные различия в строении зон разгрузки парогидротерм трех гидротермальных систем Камчатки.

Теоретическая и практическая значимость работы

Изучение современных гидротермальных систем с целью использования геотермальной восполняемой «зеленой» энергии - это ярко выраженное научно-практическое направление в современной энергетической повестке во всем мире. Российская Федерация обладает огромными запасами геотермальных ресурсов, по возможности, использования которых Камчатский край занимает первое место.

Решение вопросов строения гидротермальной системы, определение источников водного и теплового питания, границ тектонических блоков и секущих разломных зон, областей циркуляции термальных вод - имеют большую научную и практическую значимость. Современные комплексные геолого-геофизические исследования строения зоны разгрузки парогидротерм являются необходимыми работами для построения верифицированной модели структуры гидротермальной системы и последующей рациональной эксплуатации геотермального месторождения.

Защищаемые научные результаты:

1. Зона разгрузки парогидротерм Паужетского геотермального месторождения приурочена к приподнятым тектоническим и тектоно-магматическим блокам и характеризуется слоисто-блоковой структурой. По данным площадной магнитной съемки на месторождении выделяются Западный и Восточный участки. Тектоно-магматические блоки и контактовые зоны субвулканических тел Восточного участка месторождения контролируют подъем термальных вод. На Западном участке происходит латеральное растекание гидротерм верхнего водоносного горизонта по системе радиально-концентрических трещин. Восточный участок перспективен на поиск высокотемпературных глубинных термальных вод, Западный – на выделение близповерхностных геотермальных резервуаров.

2. На основании магнитометрических исследований установлено, что разгрузка парогидротерм Нижне-Кошелевского геотермального месторождения контролируется системой изометричных и линейных зон аргиллизации горных пород. Непосредственно под Нижне-Кошелевской термоаномалией выделена область аргиллизации пород, насыщенная парагазовой смесью и распространяющаяся на глубину более 250 м. Определены участки скрытой разгрузки термальных вод, приуроченные к линейным разрывным тектоническим нарушениям. Зона разгрузки парогидротерм связана субвертикальными каналами с глубинным источником газо-гидротермальных флюидов.

3. Южная группа термальных полей Камбального вулканического хребта характеризуется пониженным модулем индукции магнитного поля T по сравнению с Паужетским и Нижне-Кошелевским геотермальными месторождениями, что свидетельствует о более интенсивном изменении горных пород хребта гидротермально-метасоматическими процессами. Каждое термальное поле южной группы образовано в различных геологических условиях: Дальнее - в зоне линейного тектонического нарушения, Центральное - в эродированном кратере палеовулкана Термальный, Ближнее - в контактовой зоне экструзии кислого состава. На основании комплексных геофизических данных установлена гидродинамическая связь Южно-Камбального Дальнего и Южно-Камбального Центрального термальных полей.

Личный вклад

Автор принимал активное участие в полевых геофизических работах на всех гидротермальных системах Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района. Руководил магнитометрическим направлением: выполнял полевую съемку, обработку данных, анализ и интерпретацию полученных результатов. Проводил полевые измерения на объектах исследования методами микросейсмического зондирования, вертикального электрического зондирования. Участвовал в построении гравимагнитных разрезов, а также в создании геолого-геофизических моделей строения парогидротерм Паужетской, Камбальной и Кошелевской гидротермальных систем, представленных в работе.

Апробация работы и публикации

Основные результаты работы были представлены автором в виде научных докладов на 12 конференциях российского и международного уровня: III Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского (Санкт-Петербург, 2013); VII Сибирской научно-практической конференции молодых ученых по наукам о Земле (с участием иностранных специалистов) (Новосибирск, 2014); IX научных чтениях памяти Ю.П. Булашевича (Екатеринбург, 2017); XII Международной

школы по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука (Петропавловск-Камчатский, 2022); региональных молодежных конференциях «Природная среда Камчатки» (Петропавловск-Камчатский, 2011, 2014); конференциях, посвященных Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы» (Петропавловск-Камчатский, 2012, 2017, 2019, 2022); Всероссийской научной конференции с международным участием «Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа» (Петропавловск-Камчатский, 2023); Международном геотермальном конгрессе World Geothermal Congress (Рейкьявик, 2021).

По теме диссертации опубликовано 9 статей в журналах «Геология и геофизика», «Вулканология и сейсмология», «Доклады АН», «Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле», «Тихоокеанская геология», входящих в список изданий, рекомендованных ВАК для публикации основных научных результатов диссертаций на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.

Структура и объем диссертации

Диссертационная работа изложена на 130 страницах и состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы из 135 наименований. Содержит 48 рисунков.

Благодарности

Автор выражает благодарность научному руководителю заведующему лабораторией геотермии Института вулканологии и сейсмологии доктору геолого-минералогических наук С.Н. Рычагову за внимание, поддержку и помощь в выполнении работы.

Автор искренне признателен коллегам геофизикам С.О. Феофилактову, Ю.Ю. Букатову, И.Ф. Абкадырову, Д.К. Денисову, В.А. Логинову за совместные полевые исследования и обработку полученного материала.

Автор благодарит сотрудников ИВиС ДВО РАН А.А. Нуждаева, Е.С. Житову, О.А. Гирину, А.Ф. Сашенкову и директора ИВиС ДВО РАН А.Ю.

Озерова за помощь и ценные советы, Е.Г. Калачеву, Ю.А. Тарана, А.А. Долгую за содействие в написании работы, Р.А. Кузнецова, О.В. Кравченко, А.В. Сокоренко за помощь в полевых работах.

Отдельная благодарность сотрудникам Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова М.С. Чернову, В.В. Шаниной, И.Е. Большакову, А.Б. Ермолинскому за помощь в проведении полевых исследований и ценные советы.

Особая благодарность жене Е.А. Нуждаевой за всестороннюю поддержку на всех этапах написания работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов Российского научного фонда под руководством автора (№ 22-27-00019; № 24-27-20083).

Глава 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ МИРА И КАМЧАТКИ

1.1. Особенности выбора геофизических методов при исследовании гидротермальных систем (мировой обзор)

Гидротермальными системами принято считать термоаномалии в верхней части земной коры областей современного вулканизма, приуроченные к определенным геологическим структурам и характеризующиеся поверхностной гидротермальной активностью. Тепловой поток в пределах таких термоаномалий в 50-100 раз превышает средние показатели для Земли [Белоусов, Сугробов, 1976]. В зарубежной литературе «гидротермальная система» - это система, в которой тепло передается от источника тепла (часто - охлаждающегося магматического очага) к поверхности за счет «свободной конвекции» с привлечением «метеорных» флюидов, при этом магматические флюиды либо вообще не участвуют, либо участвуют незначительно [Hochstein, Browne, 2000]. Гидротермальная система – это система поземных вод, имеющая область питания, область разгрузки и источник тепла [Fisher, 2015]. Формирование гидротермальных систем связано с зонами контакта тектонических блоков, глубинными разломами, крупными интрузивными телами. В связи с этим возможно изучение их геологической структуры геофизическими методами на километры в глубину, в виду ярко выраженных аномалий: высоких значений поля силы тяжести, магнитного поля электропроводности, распространения упругих волн.

В нашей стране и за рубежом геофизическим методам исследований в геотермии уделяется большое внимание для решения, в первую очередь, структурных задач. Магнитометрические, гравиметрические, сейсморазведочные и электроразведочные методы геофизических исследований нашли применение в

изучении глубинного строения гидротермальных систем во всем мире. Но для каждого объекта весомый вклад в понимание геологического строения и физической природы гидротермальной системы вносят различные геофизические методы.

Гидротермальные системы областей современного и четвертичного вулканизма характеризуются интенсивным изменением вмещающих горных пород: под воздействием гидротермальных и метасоматических процессов происходит, как правило, повышение открытой пористости и трещиноватости пород, уменьшение объемной и минеральной плотности, снижение скоростей упругих волн и прочности на сжатие и растяжение, и др. [Ладыгин и др., 1993]. Одним из показателей петрофизических свойств пород, чутко реагирующих на взаимодействие вода - порода, является магнитная восприимчивость. В приповерхностной зоне разгрузки парогидротерм преобладают процессы, которые приводят к резкому снижению магнитной восприимчивости исходных пород - вследствие выщелачивания породообразующих и ферромагнитных минералов и замещения их глинистыми, образуются обширные поля аргиллизитов (гидротермальных глин) [Коробов, 2019; Набоко, 1980; Рычагов и др., 2009, 2012; Frolova et al., 2020]. Это обстоятельство лежит в основе применения магнитометрических методов исследований для успешного решения задач вулканологии, литологии, геотермии.

Наземные магнитометрические и аэромагнитные исследования традиционно проводятся, в основном, в слабо изученных геотермальных районах с целью выделения зон разломов и полей гидротермально измененных пород [Aboud et al., 2011; Soengkono, 2015]. Во многих геотермальных районах под действием геотермальных растворов вулканические породы частично или полностью размагничиваются, происходит аргиллизация пород, изменение их физико-механических свойств [Browne, 1978; Soengkono, Hochstein, 1995; Ладыгин и др., 2014]. Магнитная съемка широко и успешно используется для изучения гидротермальных систем Вайракея (Новая Зеландия), Камоджанг (Индонезия)

Анкинге, Таншангтуне, Циньсян (Китай) [Soengkono and Hochstein, 1995; Long Hui et al., 2015]. С ее помощью выделяют разломные зоны и трещины, разделяют осадочные, интрузивные, экструзивные и метаморфические породы. К примеру, геотермальное поле Солтон Си (США) является крупнейшим гидротермальным объектом в Южной Калифорнии. Здесь по данным магнитных измерений было установлено наличие магматического тела на небольших глубинах. Также была отмечена интересная зависимость между величиной аномалий магнитного поля и температурой водоупора. Необычная прямая корреляция объясняется тем, что величина магнитной аномалии зависит от глубины залегания интрузивного тела, являющегося источником тепла. Соответственно близповерхностное тело создает интенсивную магнитную аномалию и высокую температуру [Younker et al., 1982].

Большой научный и практический интерес представляют прецизионные гравиметрические исследования на геотермальных месторождениях. Помимо решения традиционных задач – выделение интрузивных тел и тектонических блоков пород с повышенной плотностью [Kusumah et al., 2010; Martakusumah et al., 2015], гравиметрические исследования считаются перспективными для мониторинга изменения физических параметров среды в процессе эксплуатации геотермальных месторождений [Allis, Hunt, 1986; Cabezas, 2010; Nordquist et al., 2004]. 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 масс баланса в гидротермальной системе вследствие дополнительного притока метеорных вод [Nishidjima et al., 2015; Sofyan et al., 2010]. Таким образом, изменения поля силы тяжести в

структуре гидротермальных систем связаны с динамикой потоков гидротерм и метеорных вод.

Современные пассивные сейсмологические исследования, основанные на корреляции сейсмического шума (микросейсмические методы) позволяют, прежде всего, определять местоположение и физические параметры (размеры, границы) геотермальных резервуаров в гидротермальных системах. Выполнены работы по определению геометрии разрывных тектонических нарушений, контролирующих потоки инфильтрационных вод в геотермальных месторождениях [Mujihardi et al., 2015; Wolfe, 2007]. Геотермальные резервуары являются высоко динамичными системами: Р-Т параметры среды могут меняться как под влиянием флуктуаций глубинного флюида, так и за счет сезонного изменения водного масс баланса. Эту особенность современных гидротермальных систем активно используют для сейсмического мониторинга физических параметров геотермальной среды [Bannister et al., 2010; Clarke et al., 2009; Мoya, Taylor, 2010]. Таким образом, сейсмологические исследования вносят существенный вклад в изучение строения гидротермальных систем и 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 - 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]. 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]. Кроме того, магнитотеллурические исследования, в основном, направлены на решение задач регионального характера.

Применение совместно гравиметрии и магнитометрии показало хороший результат в регионе Делижан, который является самым крупным геотермальным объектом в Иране. В последние годы здесь проведен комплекс геофизических работ магнитным и гравитационным методами с целью определения источника тепла и размера резервуара Делижанской гидротермальной системы. По результатам магнитной интерпретации установлено, что источник тепла гидротермальной системы расположен к северо-востоку от зоны разлома Делижан-Абгарм на глубине от 2500 до 5000 м. Интерпретация гравитационных данных показала, что геотермальный резервуар системы расположен вдоль разлома Делижан-Абгармна глубине от 1000 до 4000 м. Кроме того, горизонтальные градиенты гравитационных данных свидетельствуют о сложной системе разломов, которые являются каналами на пути циркуляции гидротермальных флюидов [Mohammadzadeh et al., 2016].

В целом, необходимо отметить следующую устойчивую тенденцию в современных геофизических исследованиях в геотермии: проведение комплексных геофизических работ и интерпретация данных на основе

обобщения материалов детальных геолого-гидрогеологических и минералого-геохимических исследований [Idral et al., 2015; Mwakirani, 2015].

1.2. Геолого-геофизическая изученность гидротермальных систем Камчатки

Все известные крупные гидротермальные системы и термопроявления на Камчатке расположены в Восточно-Камчатском и Центрально-Камчатских поясах. Около 150 групп термальных источников, характеризующихся различными температурами и химическим составом воды, в том числе 11 высокотемпературных гидротермальных систем, объединены в четыре геотермальные провинции (Рис. 1.1.) [Сугробов и др., 2005].

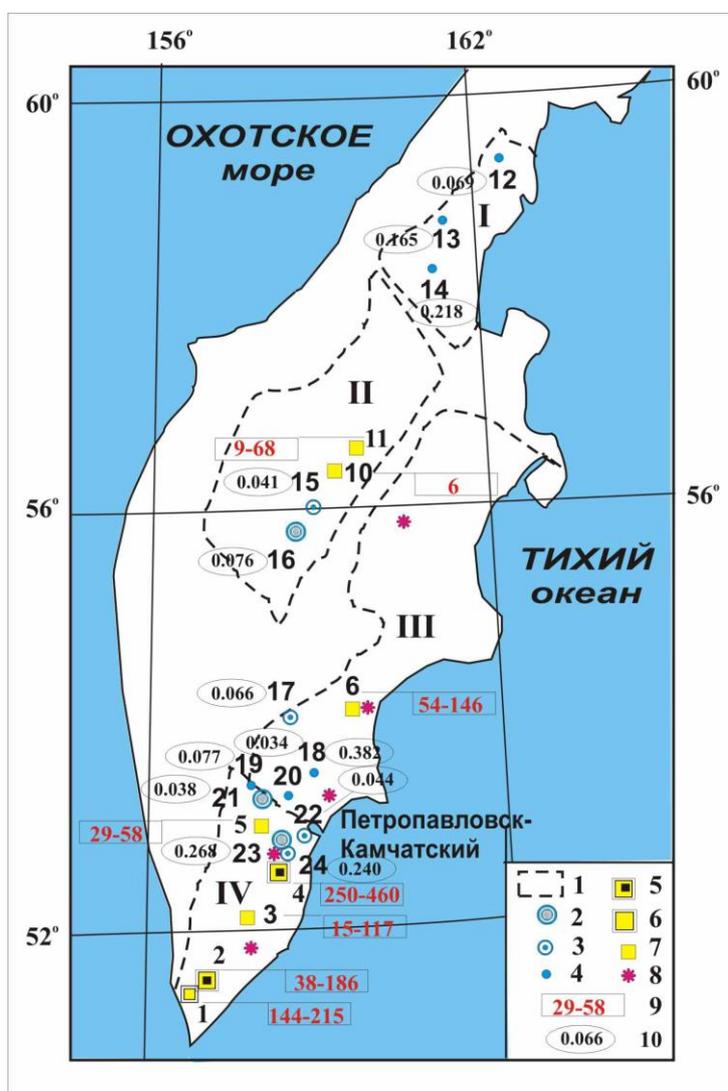


Рис. 1.1. Карта расположения геотермальных месторождений Камчатки (современных гидротермальных систем), эксплуатирующихся и рекомендуемых для поисково-разведочных работ [Сугробов и др., 2005]. 1 – геотермальные провинции: I - Северо-Камчатская, II -

Центрально-Камчатская, III - Восточно-Камчатская, IV - Южно-Камчатская; 2-4 – низкотемпературные геотермальные месторождения (температура в недрах менее 150 °С): 2 – эксплуатирующиеся (16 - Эссовское, 21 - Начикинское, 23 - Паратунское), 3 – разведанные (15 - Анавгайское, 17 - Пушинское, 22 - Южно-Бережное, 24 - Верхне-Паратунское, 4 – перспективные для разведки (12 - Тымлатское, 13 - Паланское, 14 - Русаковское, 18 - Налычевское, 19 - Малкинское, 20 - Пиночевское); 5-7 – высокотемпературные месторождения: 5 - эксплуатирующиеся (2 - Паужетское, 24 - Мутновское), 6 – разведанные (1 - Нижне-Кошелевское, 5 - Больше-Банное), 7 – перспективные для разведки (3 - Ходуткинское, 6 - Карымское, 10 - Апапельское, 11 - Киреунское); 8 – вулканы и кальдеры с неглубокозалегающими магматическими очагами; 9 – прогнозируемая мощность ГеоЭС (МВт_э); 10 – прогнозируемая величина извлекаемого тепла по тепловой энергии резервуара (10¹⁸ Дж).

На Камчатке геофизические работы в геотермальных районах проводились, в основном, в 1960-70 гг. и были направлены на выявление крупных термальных аномалий и оценки перспектив территорий на геотермальное тепло. Были проведены детальные работы (аэро- и наземная магнитная съемки, электроразведка методом вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ), некоторыми другими методами) на конкретных геотермальных месторождениях (Паужетском, Больше-Банном, Нижне-Кошелевском, Мутновском, Паратунском – Южная Камчатка, Эссовском – Центральная Камчатка, Киреунском – Северная Камчатка, и др.). Это позволило выделить перспективные аномалии (теплопроводящие зоны, открытые разломы), выбрать места заложения разведочных и эксплуатационных скважин. При том у каждого месторождения существуют определённые особенности, поэтому нет одного геофизического метода для исследования гидротермальных систем. Необходимо применять комплексные геофизические исследования: магниторазведку, гравиразведку, электроразведочные и сейсмические методы.

В работе представлены наиболее изученные геотермальные месторождения Камчатки и дано описание геофизических методов исследования этих объектов.

Первые упоминания о горячих ключах Камчатки уходят в XVIII в. и связаны с С.П. Крашенинниковым. Он стал первым крупным исследователем, посетившим Камчатку в ходе II Камчатской экспедиции и пробыв на полуострове четыре года (1737-1741 гг.). Крашенинников сделал описание нескольких «горелых сопок» (влк. Ключевской, Авачинский, Корякский, Кроноцкий и др.) и б

групп термальных источников: Паужетские, Озерновские, Банные, Начикинские и 2 группы Семячинских [Крашенинников, 1755].

В XX в. научные исследования гидротермальной деятельности полуострова заметно расширились. В 1937 г. опубликована книга Б.И. Пийпа «Термальные ключи Камчатки», где достаточно полно дано научное описание горячих источников Камчатки [Пийп, 1937]. В 1950-х годах изучением геологического строения южной оконечности Камчатки занимались А.Г. Тимофеев и В.М. Чапышев. Под руководством А.Е. Святловского обследовался район Паужетских термальных источников. Геологической партией, возглавляемой С.Е. Апрельковым, был собран большой фактический материал, на основании которого составлена геологическая карта района.

Первые комплексные детальные исследования в области геотермии на Камчатке связаны со строительством первой в СССР Паужетской геотермальной электрической станции, которая успешно работает с 1967 г. по настоящее время. Под руководством В.В. Аверьева были изучены геолого-структурные особенности и термический режим *Паужетской гидротермальной системы*, проведено поисково-разведочное бурение и опробование скважин (**Рис.1.2.**), выполнен большой объем гидрогеологических исследований, подсчитаны и утверждены эксплуатационные запасы месторождения [Паужетские...1965; Сугробов, 1979]. Паужетская гидротермальная система (и одноименное месторождение) является одним из основных объектов изучения в данной работе, подробные сведения о геологическом строении приведены ниже в разделе 2.2.



Рис. 1.2. Паужетское геотермальное месторождение. Пробные выпуски пара из разведочных скважин. Фото из архива В.М. Сугрובה.

Паратунское месторождение

Паратунское геотермальное месторождение расположено в 40-50 км от г. Петропавловска-Камчатского, по долине р. Паратунка и р. Карымшина. Месторождение находится в эксплуатации с 1964 г., преимущественно в режиме самоизлива, с расходом отбора около 250 кг/с термальной воды с температурой 70-90 °С, которая используется для локального теплоснабжения, бальнеологии и тепличного хозяйства п. Паратунка и п. Термальный [Кирюхин, Журавлев 2019]. В геологическом плане месторождение расположено в пределах структурной депрессии р. Паратунки, представляет собой сложно построенный грабен, образованный блоковыми перемещениями пород кристаллического фундамента в раннечетвертичное время. Породы, слагающие опущенный блок Паратунского грабена, на участках трещинных зон являются коллекторами термальных вод. Нижнечетвертичные алевролиты с прослоями аргиллитов выполняют роль относительного водоупора. Паратунское месторождение состоит из самостоятельных участков: Верхне-, Средне- и Нижне-Паратунского, Северного и

Карымшинского (рис.1.3). Для всех участков месторождения характерен трещинно-жильный тип циркуляции и восходящее движение вод на глубине и в зонах разгрузки. Разновозрастные разрывные нарушения играют различную роль в системе водообмена. Если молодые разломы служат путями гидротерм и дренируют глубинные горизонты термальных вод, то более древние, «залеченные», часто выступают в роли «экрана» на пути движения термального потока. Термальные воды по составу сульфатно-натриевые с минерализацией 0.9-2.2 г/л и максимальной температурой до 104 °С [Комплексные ..., 1985].

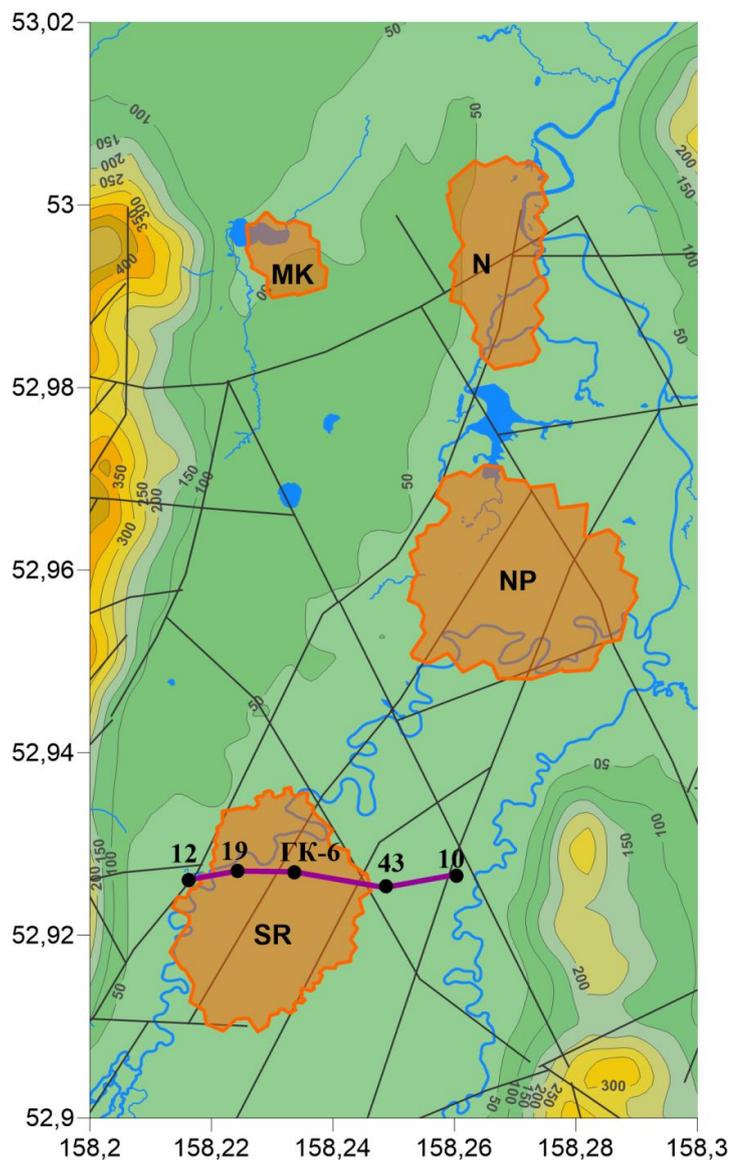


Рис.1.3. Участки Паратунского геотермального месторождения. SR - Средне-Паратунский; NP - Нижне-Паратунский; N - Северный; МК - Микижа. На Средне-Паратунском участке выделен профиль по скв. 12-10, по которому построен геолого-геофизический разрез (рис.1.6.)

Геофизические исследования на Паратунском месторождении выполнялись комплексом методов, состоящим из электроразведки, магниторазведки, сейсморазведки и гравиразведки [Комплексные ..., 1985]. Основными задачами являлось изучение литологии коренных образований, структурных особенностей месторождения и их связью с геотермальной активностью, выяснение гидротермических условий месторождения. По результатам работ были разделены интрузивные и экструзивные породы. Так, нижнемиоценовый гранитоидный массив (центральная часть хребта Тополового) отчетливо оконтурен повышенными значениями магнитного поля. На картах сопротивлений в этих же границах отмечены наиболее высокие значения ρ_k . На сейсмических профилях интрузивные образования характеризуются граничной скоростью 5200-5900 м/с. Вулканогенно-осадочные и эффузивно-пирокластические образования Паратунской свиты обладают спокойными слабоположительными или отрицательными магнитными полями. К северу от Средне-Паратунского участка разрешающая способность магниторазведки уменьшается из-за возрастающей мощности наносов. Граничные скорости пород Паратунской свиты меняются от 3000 м/с на севере до 4500 м/с на юге, подтверждая омоложение разреза в северном направлении. В гравитационном поле на фоне общей отрицательной структуры (долина р. Паратунка) наблюдается определенная закономерность в чередовании участков повышенных и пониженных значений поля. Так, Средне-Паратунский участок месторождения фиксируется в виде поднятия, далее к северу идет область отрицательных значений силы тяжести, которая затем переходит в положительную зону субширотного простирания. В этой зоне расположены Нижне-Паратунские термальные источники. Границы выделенных блоков имеют субмеридиональное и субширотное простирание. Вероятно, восходящие потоки термальных вод приурочены главным образом к местам пересечений нарушений различных систем. Изучение плотностного разреза показало, что аномалообразующие объекты не связаны с приповерхностными неоднородностями и находятся на Нижне-Паратунском участке глубже 650 м, а на

Средне-Паратунском участке – глубже 1350 м. Предполагается, что объекты являются магматическими телами (**рис. 1.4.**). Геоэлектрический разрез долины р. Паратунки в основном трехслойный, типа «Н». Верхний слой мощностью 25-75 м со средним удельным сопротивлением 200-300 Ом·м охватывает аллювиальные и валунно-галечные отложения. Мощный (до 400 м) горизонт пониженного сопротивления соответствует алевролитам, конгломератам и верхней части коренных пород, обводненных термальными и смешанными водами. Опорный горизонт высокого сопротивления связан с мало трещиноватыми коренными породами, его поверхность параллельна их кровле (**рис. 1.4.**).

Таким образом, по сейсмическим данным фиксируются тектонические нарушения, некоторые из них являются термовыводящие. Электроразведочные данные в значительной степени отражают гидротермические условия месторождения. Большинство продуктивных скважин расположено в зоне пониженного сопротивления. Качественные данные по магнито- и гравиразведке хорошо согласуются с геологическим разрезом по результатам бурения.

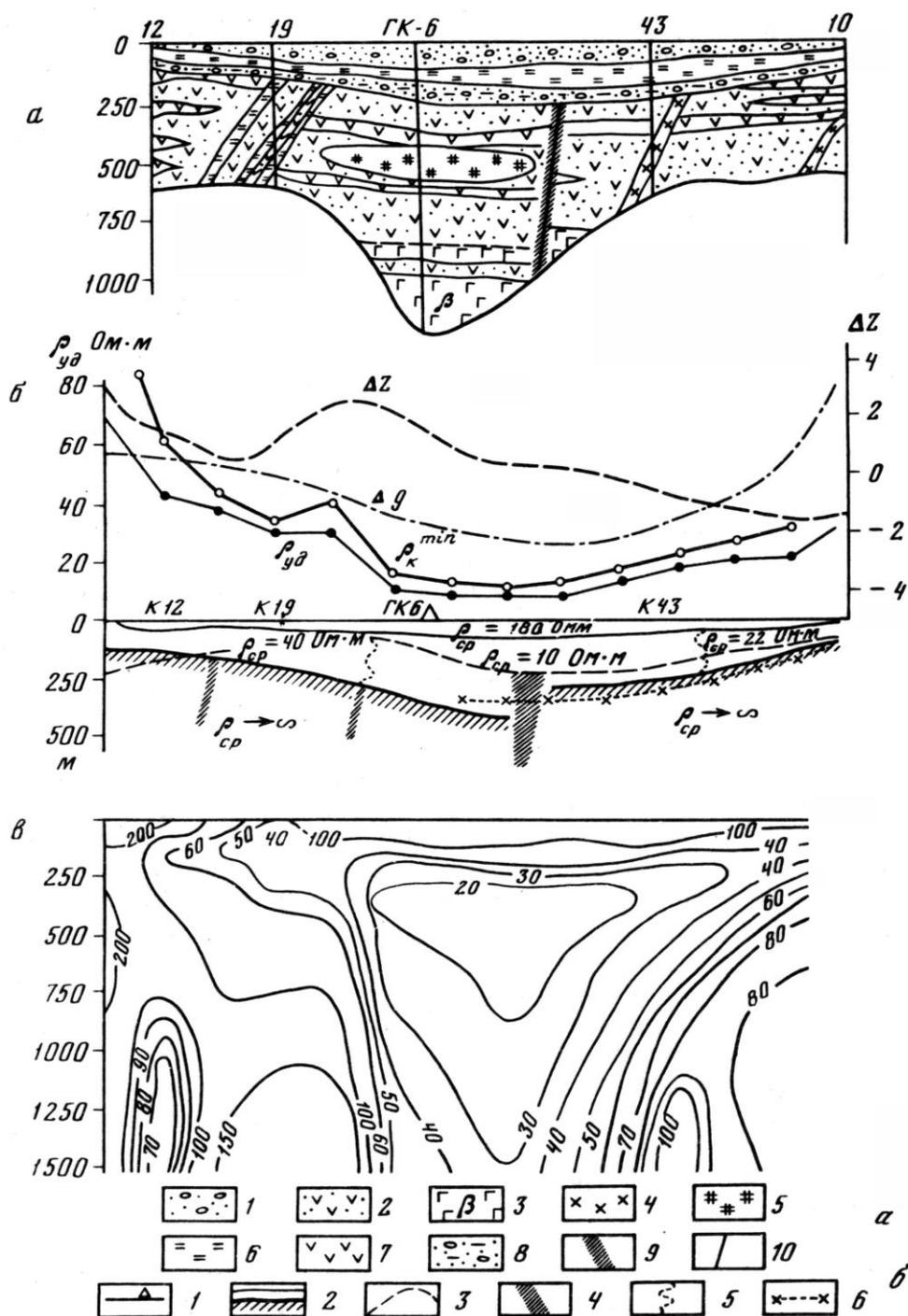


Рис. 1.4. Геолого-геофизический разрез Средне-Паратунского участка месторождения [Комплексные ..., 1985].

а – Геологический разрез по скважинам 12-10: 1- песчано-галечные, гравийные отложения; 2- туфы андезитов и андезибазальтов; 3- базальты; 4- диоритовые порфириты; 5- кварцевые диориты; 6- алевролиты; 7- андезиты; 8- конгломераты; 9- зоны дробления; 10- разрывные нарушения.

б – Геоэлектрический разрез и графики ΔZ и Δg : 1- точки ВЭЗ и скважины; 2 - границы электрических горизонтов; 3 - преломляющие границы по данным КМПВ; 4- тектонические нарушения по геофизическим данным; 5 - границы участков с различным удельным сопротивлением; 6- линия абсцисс минимумов ρ_k на кривых ВЭЗ.

в – разрез кажущихся сопротивлений

Больше-Банное месторождение

В верховьях р. Банной разгружаются две группы горячих источников Большие и Малые Банные. Больше-Банные термальные источники расположены в 65 км к западу от г. Петропавловска-Камчатского, прослеживаются в основном по левому берегу р. Банной на протяжении 1.5 км. По данным [Кононов, Поляк, 1964] в 1960 г насчитывалось более 500 естественных термальных выходов. Абсолютная высота разгрузок 380-450 м. Термопроявления представлены горячими и пульсирующими источниками, грязевыми котлами, прогретыми участками почв, с температурами от 30 до 100°C.

Первое подробное описание источников после С.П. Крашенинникова и Б.И. Пийпа представлено в статье [Иванов, 1958]. В работе рассмотрены условия формирования источников, разгрузки отнесены к слабоминерализованным азотно-щелочным термам. В 1960 г. В.И. Кононовым и Б.Г. Поляком оценена естественная тепловая мощность Больше-Банных гидротерм, высказаны перспективы использования этого объекта для выработки геотермальной энергии. С целью определения эксплуатационных запасов парогидротерм в 1961 году начинается большой комплекс геологоразведочных работ: геологическая и гидрологическая съемки, наземные геофизические исследования (магниторазведка, электроразведка), термометрические съёмки, гидрохимическое опробование, поисковое и разведочное бурение, опытные и опытно-эксплуатационные выпуски (**рис. 1.5.**) [Краевой и др., 1976].

Магнитная съемка выполнена по сети 250 x 50 м. По магнитным данным довольно четко выделяются зоны разломов, подвергшиеся гидротермальному изменению. Центральная часть месторождения находится в сложном узле, образованном пересечением четырех мощных тектонических зон, каждая из которых картируется отрицательной магнитной аномалией. Вся центральная часть месторождения также занята отрицательным полем [Комплексные ..., 1985].

Электроразведочные работы методом вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) выполнены в 121 пункте по 7 профилям с шагом 100 м с

полным перекрытием месторождения. Полученные результаты позволили оконтурить область разгрузки высоко термальных вод и наметить отдельные, линейно вытянутые зоны пониженного сопротивления, интерпретируемые как разломы, выводящие термальные воды на поверхность. В пределах месторождения мощность горизонта грунтовых вод не велика, поэтому электропроводность разреза определяется главным образом насыщенностью его термальными водами, их минерализацией и температурой [Комплексные ..., 1985]. Всего на площади 2 км², вытянутой вдоль р. Банной, было пробурено около 50 скважин, со средней глубиной проходки 500-600 м. Максимальные температуры 165-170°C отмечены на глубинах до 200 м в районе естественных разгрузок. В целом, анализ результатов бурения показывает, что перегретые воды залегают совсем близко от дневной поверхности. По своим характеристикам Больше-Банное месторождение отнесено к месторождению трещинно-жильного типа [Нурмухамедов, 2016]. В процессе бурения обнаружилась проблема для дальнейшей эксплуатации месторождения: в верхних частях скважинных труб, где температура перегретой воды и давление превышают критическую точку, начинается парообразование и выпадение кальцита, быстро закупоривающего их.



Рис.1.5. Выпуск пароводяной смеси из скважин восточного участка Больше-Банного месторождения [фото из отчета Евтухова А.Д., 1970]

Подсчет эксплуатационных запасов Больше-Банного месторождения, предполагает строительство ГеоЭС мощностью не менее 15 МВт. Месторождение и сегодня относится к ряду перспективных в Камчатском крае. В 2022 году компания «Зарубежнефть» получила лицензию на Больше-Банный участок для развития геотермальной энергетики в регионе.

Мутновское месторождение

В 70 км южнее административного центра Камчатского края г. Петропавловска-Камчатского расположен район длительной интенсивной и разнообразной гидротермальной деятельности – Мутновско-Жировской геотермальный район. На его территории находятся два действующих вулкана Мутновский и Горелый, шлаковые конуса, множество выходов на поверхность перегретых вод и пара, обширные массивы изменённых пород под действием гидротермальных растворов. Активная разгрузка пара и горячих вод наблюдается у северного подножия Мутновского вулкана, восточного подножия горы Скалистой, в долинах рек Жировой, Мутновской и Вилючи. Район занимает площадь 750 км² и включает в себя Мутновскую гидротермально-магматическую систему на площади, которой открыто три месторождения: Мутновское месторождение парогидротерм, Жировское – перегретых вод и Вилючинское – горячих вод. В настоящее время разведано и активно эксплуатируется только Мутновское месторождение, как наиболее перспективное по ресурсам и тепловым параметрам. Детальные поисковые работы на Мутновском месторождении с бурением глубоких скважин, были начаты в 1978 году. На сегодняшний день на месторождение разбурено более 100 скважин до глубин 2500 м (**Рис. 1.6.**). На месторождение построена крупнейшая геотермальная электростанция России Мутновская ГеоЭС с установленной мощностью в 50 МВт и Верхне-Мутновская ГеоЭС в 12 МВт. По виду теплоносителя (пароводяной смеси) месторождение относится к смешанному типу с усреднённым составом 26% пар, 74 % сепарат.

Мутновско-Жировскому району посвящены многие научные работы [Вакин и др., 1976; Вакин, Пилипенко, 1979; Вакин, Сугробов, 1986; Леонов, 1989; Овсянников, Зубин, 1991; Кирюхин и др., 1998; Кирюхин и др., 2002; Селянгин, 1993, 2018; Нурмухамедов и др., 2010; Газогидротермы ..., 2013; Пашкевич и др., 2017] и другие.



Рис.1.6. Мутновское месторождение в период геологоразведочных работ. Фото: Н.П. Смелова.

Мутновско-Жировской геотермальный район структурно относится к крупному долгоживущему вулкано-магматическому центру, в котором магматическая, вулканическая и гидротермальная деятельность продолжается с миоценового времени. Сформировался район в предельно сложном тектоническом узле на пересечении региональных глубинных разломов Камчатского (регионального) и трансформного (широтного) направления и мощных зон разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простираний [Вакин, Пилипенко, Сугробов, 1986].

Вулкан Мутновский по форме и геологическому строению представляет хребтообразный вулканический массив, который состоит из 4-х последовательно формировавшихся построек (Мутновский - 1; Мутновский - 2; Мутновский - 3;

Мутновский - 4) возраст начала формирования позднеплейстоценовый [Селянгин, 2009].

Для Мутновского вулкана характерны уникальные по мощности фумарольные поля. Фумаролы сосредоточены в западной, молодой части массива в разрушенных кратерах (Донное и Верхнее поля) и в кратере последних извержений – Активной воронке. Активная воронка имеет небольшие размеры 100 X 150 м, фумаролы в ней располагаются как на стенках, так и на дне кратера с температурами до 500-600 °С. По данным [Поляк, 1966] и [Таран, 1991], одна только активная воронка поставляет 200 т/сут SO₂ и 1600 МВт тепловой энергии.

К основным термальным полям относятся три группы Северо-Мутновские, Дачные и Верхне-Жировские, которые располагаются на протяжении 15 км к северу от Мутновского вулкана до долины р. Жировой. Температура грунтов и кипящих котлов 90 - 100 °С, паровых струй - до 110 °С. Термопроявления представлены паровыми струями, кипящими источниками, теплыми озерами, пропаренными участками поверхности [Вакин, Пилипенко, 1979].

На территории Мутновского месторождения верхние горизонты разреза сложены экструзивными, эффузивными и пирокластическими породами от андезидацитового до риолитового состава, средне и верхнеплейстоценового возраста. Горные породы, слагающие месторождение, в течение длительного времени подвергались интенсивной гидротермальной переработке.

В геофизическом плане Мутновский вулкан расположен на краю обширной отрицательной аномалии силы тяжести в градиентной зоне. В магнитном поле юго-восточная часть вулкана выделяется интенсивной положительной аномалией до 7 мЭ, а северная часть вулкана (район Северо-Мутновского т.п.) и западная часть в области отрицательных значений магнитного поля до -5 мЭ, по данным аэромагнитной съёмки Л.А. Ривоша.

В период доразведки месторождения, основной акцент был сделан на электроразведочные работы методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ) с целью выделения участков с наибольшими значениями

электропроводности, зон циркуляции гидротерм, определения границ геотермального резервуара.

В работе [Нурмухамедов и др., 2010] описываются результаты площадных работ, объемом 360 пунктов МТЗ, выполненных за четыре полевых сезона с 2004 по 2008 гг. По результатам комплексной интерпретации материалов электроразведочных работ построена модель Мутновского месторождения парогидротерм (**рис. 1.7.**). Определена зона, рекомендованная для заложения разведочно-эксплуатационной скважины. Пробуренная скважина оказалась одной из наиболее продуктивных скважин на территории месторождения. Скважина вскрыла высокопроницаемый разрез, представленный переслаиванием трещиноватых вулканогенно-осадочных пород (туфы, андезибазальты, дациты, туфопесчаники). На глубине 1150 и 1800 м выделены две продуктивные зоны, мощность каждой из которых около 200 м. Электроразведочные методы результативны в выделении зон питания, циркуляции и перетока гидротерм в виду контрастных значений электропроводности у вмещающих пород, насыщенных (проницаемых) гидротермальным раствором и зон активной циркуляции высокотемпературного флюида.

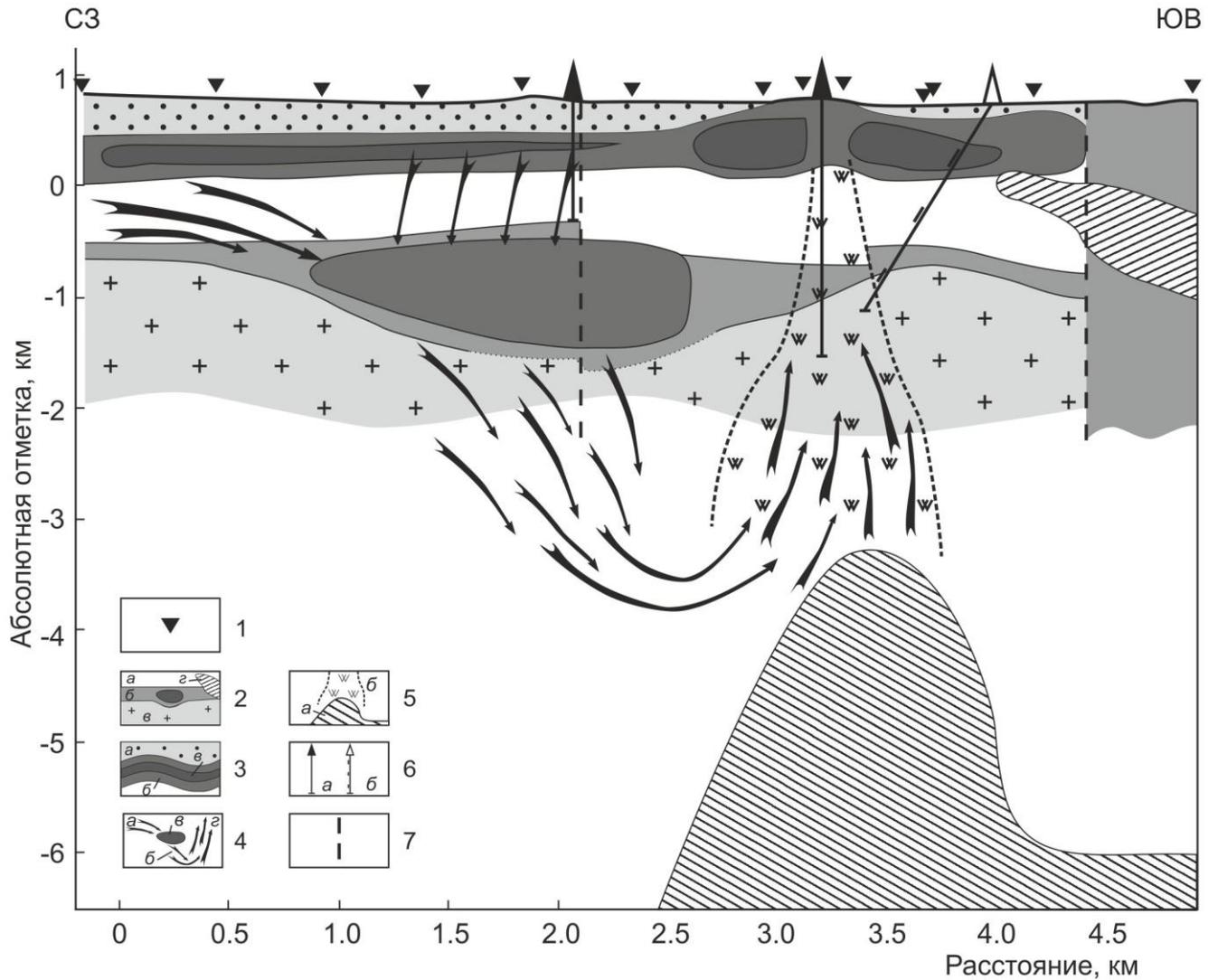


Рис. 1.7. Модель Мутновского месторождения парогидротерм по данным МТЗ [Нурмухамедов и др., 2010]: 1 – пункты МТЗ; 2: а – ахомтенская толща (P_3ah_2), б – раннемиоценовые интрузии (δN_1), в – субвулканическое тело андезитов (δN_2); г – anomalно низкоомный участок в ахомтенской толще (резервуар); 3: а – высокоомные вулканогенно-терригенные отложения, б – низкоомный горизонт алнейской серии (Na_2), в – anomalно низкоомный горизонт в толще алнейских отложений; 4: а – региональный поток подземных вод, б – потоки холодной воды из резервуара, в – потоки перегретой воды (высокотемпературного теплоносителя); г – резервуар с термальными водами; 5: а – высокотемпературный очаг (темная часть), б – зона гидротермально измененных пород (светлая часть); б: а – скважины, б – зоны притока; 7 – вертикальные разрывные зоны.

Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПАУЖЕТСКО-КАМБАЛЬНО-КОШЕЛЕВСКОГО ГЕОТЕРМАЛЬНОГО РАЙОНА И ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1. Паужетско-Камбально-Кошелевский геотермальный район

Паужетский геотермальный район расположен на сочленение двух крупнейших региональных структур: Южно-Камчатского прогиба и Ункановичского горста [Апрелков и др., 1979, 2001] (рис. 2.1). Этот участок земной коры находится в зоне влияния поперечного к камчатским структурам глубинного магмовыводящего разлома, отмечаемого многими авторами [Апрелков, Ольшанская, 1989; Геолого-геофизический ..., 1987; Зубин, 1980; Леонов, 1989]. Сложное строение и высокая проницаемость самого южного тектонического блока Камчатки, вероятно, явились причиной формирования Паужетской вулcano-тектонической депрессии [Долгоживущий ..., 1980].

Основные геотермальные аномалии и месторождения района локализуются в крупной (~35×50 км) овально-кольцевой вулcano-тектонической структуре типа аккумулятивно-сводового поднятия [Долгоживущий ..., 1980], (рис. 2.2). Время заложения структуры относится к раннему миоцену. В центральной части поднятия вследствие длительной интенсивной тектоно-магматической деятельности (от миоцена по голоцен) образовалась вулcano-тектоническая депрессия [Белоусов, 1978; Долгоживущий ..., 1980] или кальдера по [Давыдова и др., 2022] размером 20×25 км. Границы кальдеры выделяются по распространению вулcanoгенно-осадочных пород (туфов и туффитов паужетской свиты) внутри структуры и голыгинских игнимбритов по ее обрамлению [Структура ..., 1993; Давыдова и др., 2022]. К раннему голоцену относится образование кальдеры Курильского озера: в результате многоактных взрывных процессов при подъеме к дневной поверхности кислых расплавов сформировалась воронкообразная структура (глубина современной впадины достигает 130 м) и мощные отложения пемз дацитового состава вокруг озера [Пономарева, 2010].

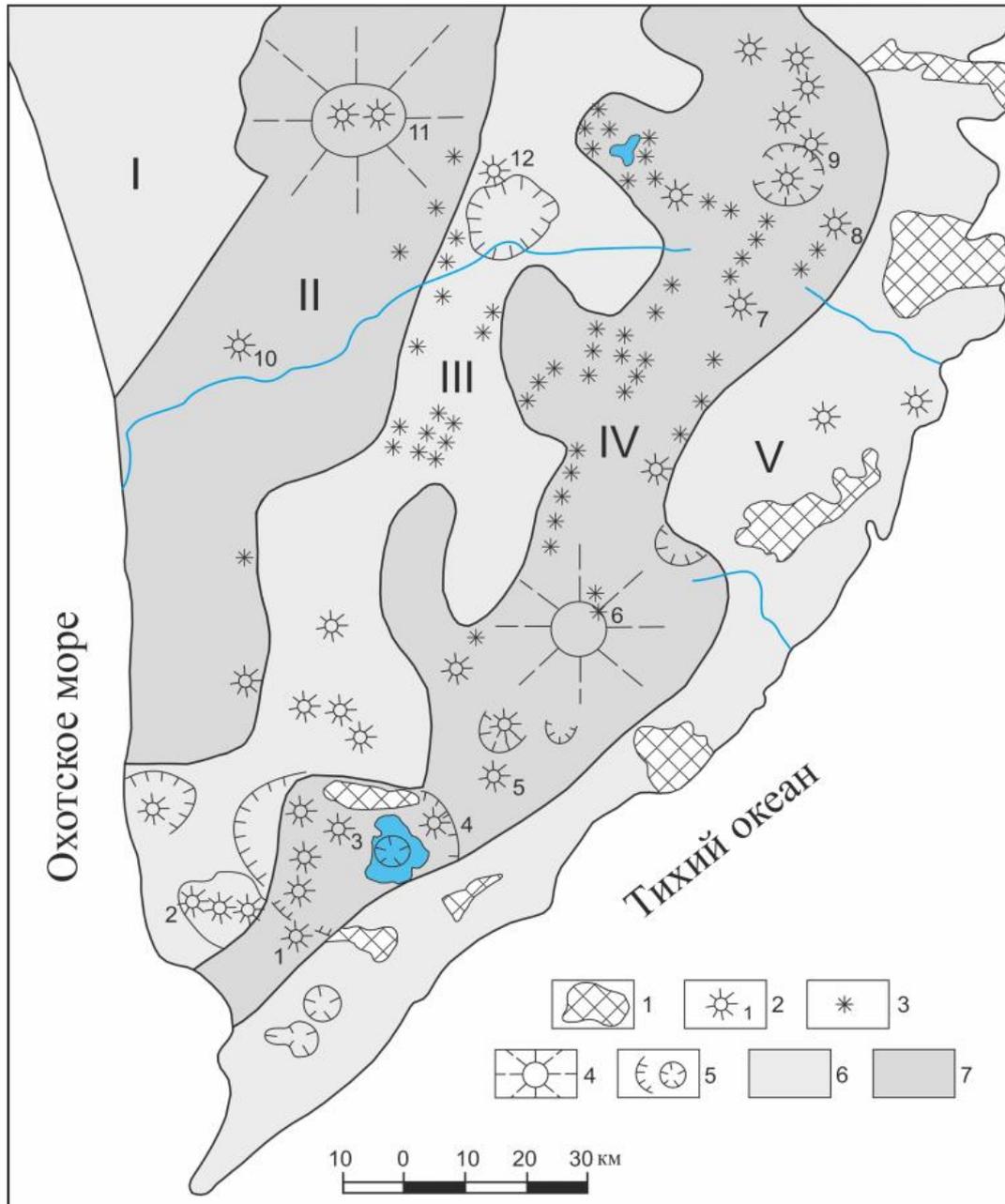


Рис. 2.1. Основные структуры Южной Камчатки и положение Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района. Составлена на основании обобщения материалов С.Е. Апрелькова и С.В. Попруженко, Н.Н. Кожемяки с соавторами, М.И. Зубина, и др. авторов. Римские цифры: I – Большерецкая плита, II – Гольгинский прогиб, III – Ункановичский горст, IV – Южно-Камчатский прогиб. V – Прибрежный горст. Арабские цифры: 1 – интрузии гранитоидов, 2 – вулканы (1 – Камбальный, 2 – Кошелевский, 3 – Дикий Гребень, 4 – Ильинский, 5 – Желтовский, и др.), 3 – моногенные шлаковые конусы, 4 – крупнейшие вулканические постройки (6 – Ксудач, 11 – Б. Ипелька), 5 – кальдеры и вулcano-тектонические депрессии, 6 – региональные зоны поднятий кристаллического фундамента, 7 – региональные зоны опусканий кристаллического фундамента

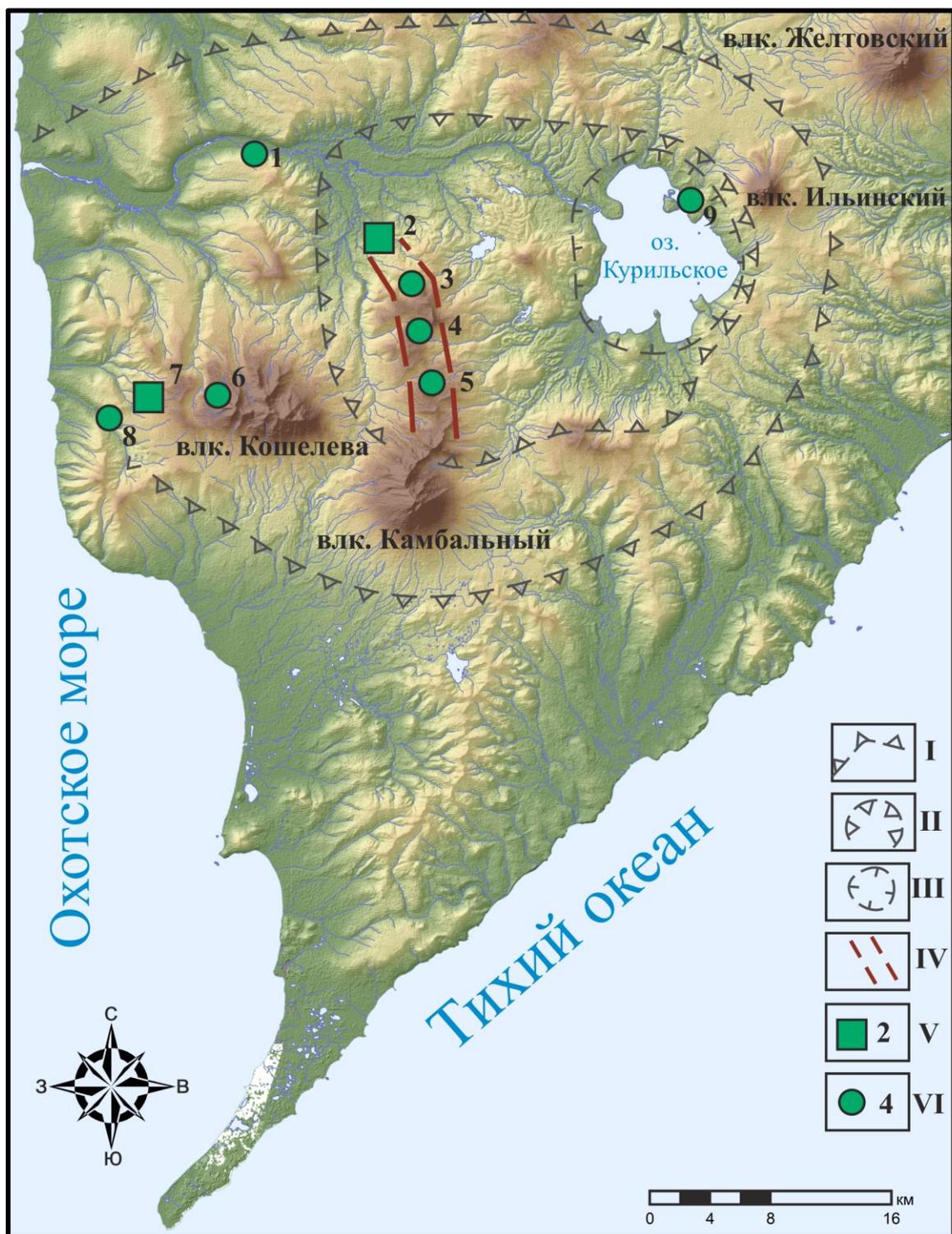


Рис. 2.2. Основные структуры Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района Южной Камчатки [Нуждаев и др., 2024]: I - Паужетская вулканотектоническая структура типа аккумулятивно-сводового поднятия (Долгоживущий ..., 1980); II - Паужетская вулканотектоническая депрессия; III - кальдера Курильского озера; IV - предполагаемая зона теплового питания термоаномалий Камбального вулканического хребта; V - разведенные геотермальные месторождения (2 - Паужетское, 7 - Нижне-Кошелевское); VI - крупные термопроявления (1 - Первые Горячие Ключи, 3 - Северо-Камбальное, 4 - Центрально-Камбальное, 5 - Южно-Камбальное, 6 - Верхне-Кошелевское, 8 - Сивучинское, 9 - Теплая бухта).

2.2. Паужетская гидротермальная система и геотермальное месторождение

Паужетская гидротермальная система приурочена к центральной части одноименной вулcano-тектонической депрессии [Долгоживущий..., 1980]. Согласно гидродинамической классификации, Паужетская гидротермальная система относится к вододоминирующему типу. В ее структуре выделяется два водоносных горизонта: верхний ассоциирует с псефитовыми и крупнообломочными туфами средне- и ниже-паужетской подсвит, нижний приурочен к агломератовым туфам алнейской свиты (рис. 2.3.). Водоносные горизонты разделены двумя водоупорными толщами: верхний водоупор представлен туффитами верхне-паужетской подсвиты, нижний – голыгинскими 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].

Паужетские термальные источники являются примером перегретых хлоридно-натриевых вод. На глубине 400 м температура воды достигает 190°С [Паужетские.. 1965]. На поверхность выходят слабощелочные (pH 8) хлоридно-натриевые воды с температурой 100°С, с содержанием CO₂. Основные термальные разгрузки сосредоточены на двух термальных полях Верхне-Паужетском и Восточно-Паужетском. Также наблюдаются парящие грунты на Южно-Паужетском и Нижне-Паужетском термальных полях (рис. 2.3.).

Верхне-Паужетское термальное поле расположено на абсолютных отметках 150- 180 м на возвышенности близкой к изометричной форме (рис. 2.3). Поле имеет размеры в плане 150×200 м (граница термоаномалии обозначена по 20-ти градусной изотерме на глубине 0.6-0.8 м) и вытянуто в СЗ направлении по пологопадающей поверхности. Термопроявления представлены грязеводными котлами, парогазовыми струями и парящими (98-105°С) грунтами (аргиллизированные породы на поверхности термальных полей). В центре поля расположен грязеводный пульсирующий котел, диаметром до 10 м. Вблизи дневной поверхности образуются гидротермальные глины в виде непрерывной толщи [Рычагов и др., 2009], границы которой не определены (выходят за пределы 20-ти градусной изотермы).

Восточно-Паужетское термальное поле отнесено к флангу геотермального месторождения. Поле расположено на западном склоне Камбального вулканического хребта, который описывается как резургентное тектономагматическое поднятие в Паужетской кальдере четвертичного возраста [Структура ..., 1993]. Термопроявление локализовано на пологом склоне в долине руч. Лучший на абсолютных отметках 270–300 м. 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); грязеводными 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 грязеводными котлами, общий размер поля составляет около 150×500 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. Центральный участок термального поля перекрыт единым чехлом гидротермальных глин мощностью от 1.5 до 4.0 м [Рычагов и др., 2015].

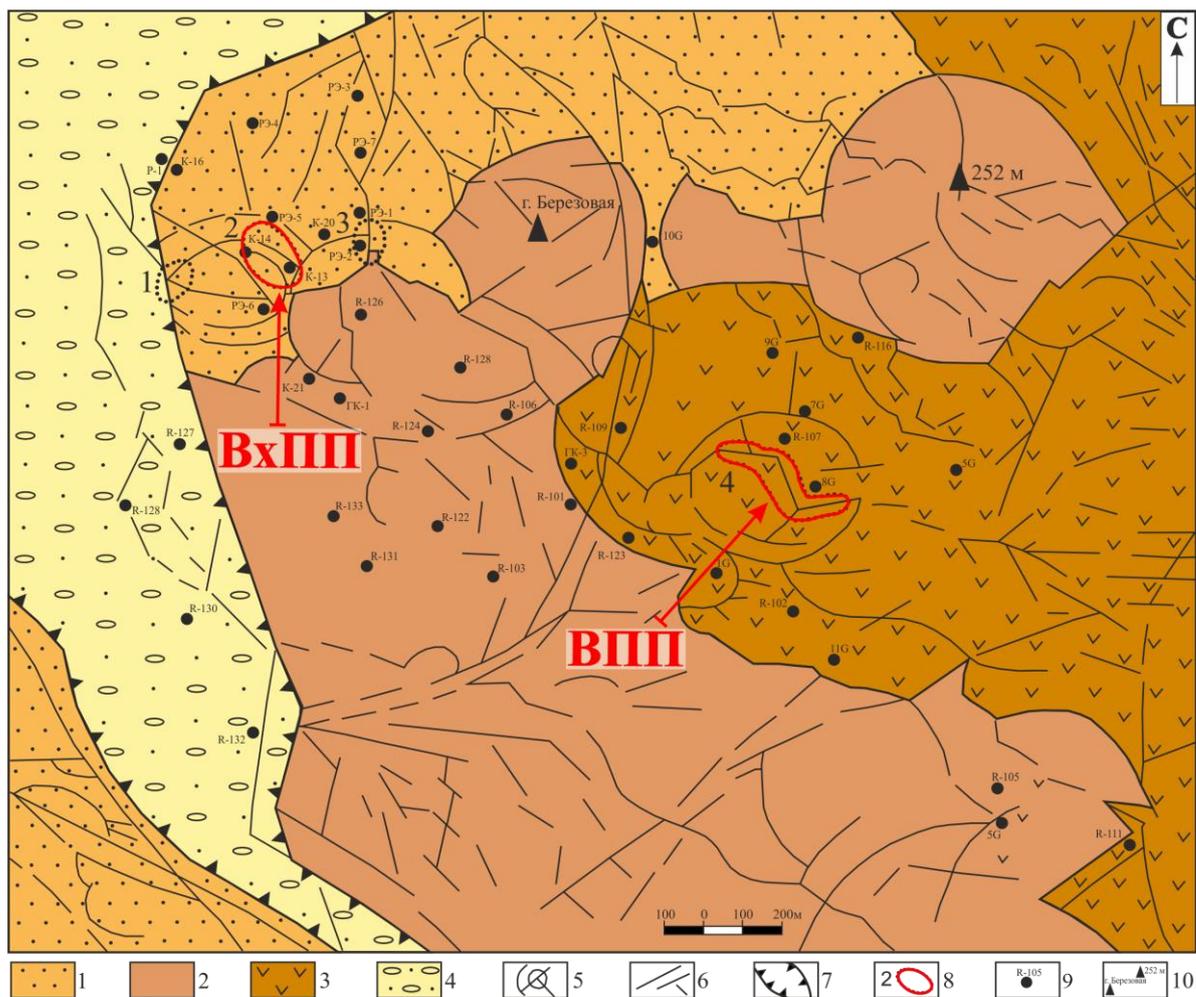


Рис. 2.3. Схематическая геологическая карта Паужетской гидротермальной системы (составлена на основании обобщения данных поисково-разведочных работ и тематических научных исследований) [Структура ..., 1993]. 1 – туффи́ты и туфы верхнепаужетской подсвиты верхнеэоцено-нижнечетвертичного возраста; 2 – лаво-экструзивный комплекс пород кислого состава среднечетвертичного возраста; 3 – андезиты и андезитобазальты 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 верхнеэоценового возраста; 8 – термальные поля: 1 – Южно-Паужетское, 2 – Верхне-Паужетское, 3 – Нижне-Паужетское, 4 – Восточно-Паужетское; 9 – скважины, 10 – отметки высот.

В результате разведки Паужетского геотермального месторождения термальных вод и исследований, термальных полей Камбального хребта было установлено, что Паужетские кипящие источники и паровые струи на склонах и в осевой части хребта Камбального представляют собой проявление единой гидротермальной системы модель В.В. Аверьева (**рис. 2.4.**) [Паужетские..., 1965]. Эта модель декларирует наличие двух водоносных горизонтов, по которым со

стороны Камбального хребта стекают нагретые в его недрах воды, подъем гидротерм на поверхность осуществляется по вертикальным тектоническим нарушениям. Поверхностная гидротермальная активность обусловлена наличием напорных термальных водоносных комплексов, приуроченных к туфогенно-осадочной толще палеогеново-неогеново-четвертичного возраста. Однако, последующие исследования кернов глубоких скважин, пробуренных в 1980-х годах, до разведки месторождения, дали возможность усомниться в предложенной модели [Структура..., 1993] предположив, что источник тепла может быть не наведенным (удаленным от системы и месторождения), а находиться в самой геологической структуре этих объектов, что принципиально меняет стратегию научных исследований, организацию поисково-разведочных работ и эксплуатацию геотермального месторождения.

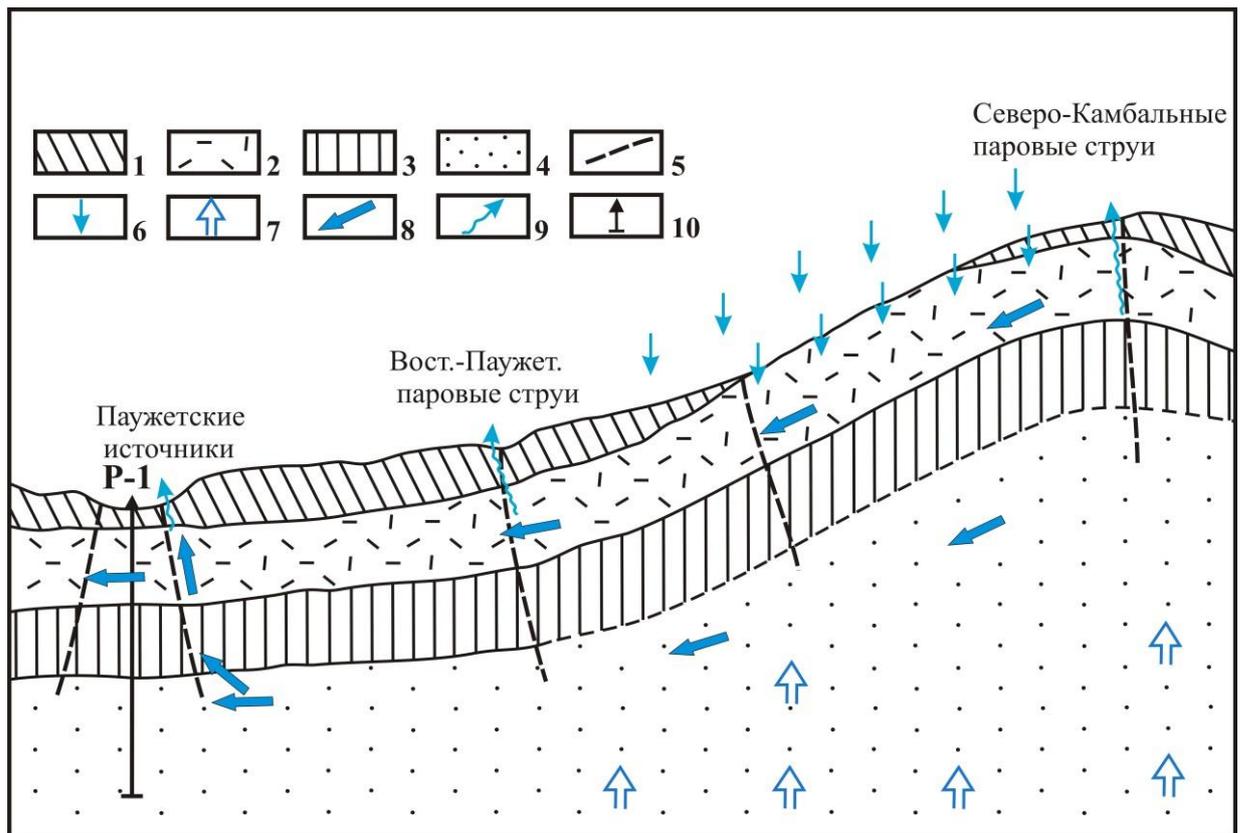


Рис. 2.4. Схема питания Паужетского геотермального месторождения, предложенная В.В. Аверьевым [Паужетские ..., 1965].

2.3. Кошелевский вулканический массив и Нижне-Кошелевское месторождение парогидротерм

Кошелевский вулканический массив (КВМ) – (вулкан Кошелева) расположен в юго-западной части полуострова Камчатка, вытянут в субширотном направлении от Охотского моря до Камбального хребта. Его длина составляет 20 км, ширина 14 км, абсолютная высота массива 1853 м. Ближайшими населенными пунктами являются п. Озерновский, расположен северо-западнее на расстоянии 20 км и п. Паужетка в 10 км на северо-восток. КВМ относится к Паужетско-Камбально-Кошелевскому геотермальному району (см. рис.2.1).

КВМ представляет собой хребтообразный массив, состоящий из пяти сросшихся стратовулканов (Древний, Западный, Валентин, Центральный, Восточный) (**рис.2.5.**). На западе массив граничит с двумя сильно разрушенными андезитобазальтовыми вулканическими постройками Дед и Баба и Третья речка, нижнечетвертичного возраста [Вакин и др., 1976]. Эти вулканы плохо выражены в современном рельефе.

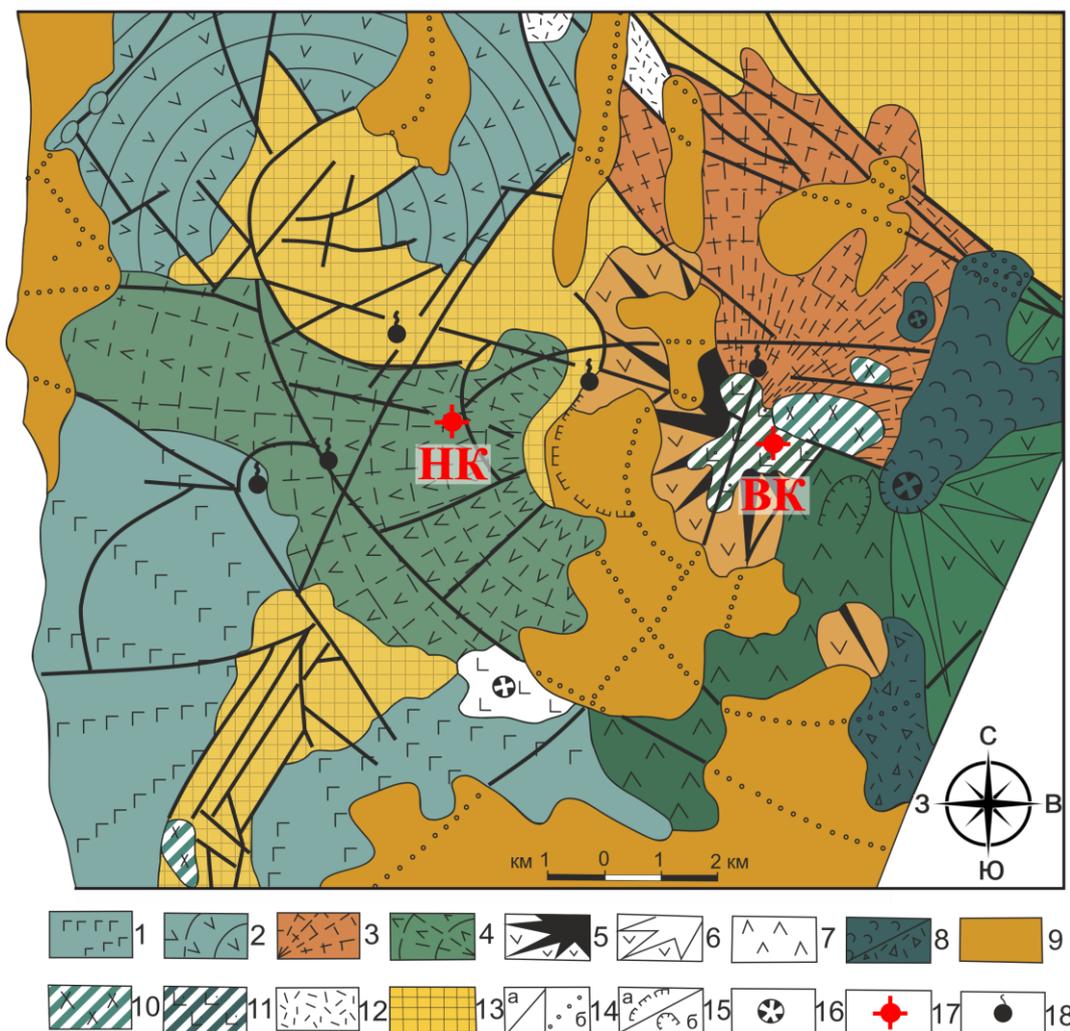


Рис. 2.5. Схематическая геологическая карта Кошелёвского вулканического массива [Вакин и др., 1976] с изменениями. 1, 2 - эффузивные и пирокластические отложения нижнечетвертичных вулканов: 1 - вулкан Дед и Баба ($\alpha\beta QI$); 2 - вулкан Третья Речка ($\alpha\beta QII$); 3-8 - эффузивные и пирокластические отложения Кошелёвского вулканического массива: 3 - вулкан Древний (αQII); 4 - вулкан Западный ($\alpha QIIII$); 5 - вулкан Валентин ($\alpha Q2III$); 6 - вулкан Восточный ($\beta QIII-IV$); 7 - вулкан Центральный ($\alpha\beta QIII-IV$); 8 - образования Активного кратера: а - лавовые потоки, б - отложения направленного взрыва; 9 - рыхлые отложения различного генезиса ($QII-QIV$); 10 - экструзии голоценового возраста; 11 - субвулканические интрузии долеритов ($\beta QIII-IV$); 12 - предположительно туфы кислого состава верхнепаужетской подсвиты; 13 - дочетвертичные эффузивы ($\alpha N1-N2$); 14 - разрывные нарушения: а - установленные, б - предполагаемые; 15 - а - кальдеры; б - эродированные кратеры и воронки взрывов; 16 - кратеры эффузивных и шлаковых конусов; 17 - основные термоаномалии (т/а) Нижне-Кошелёвская; Верхне-Кошелёвская; 18 - локальные разгрузки термальных вод.

В работе [Сережников и др., 1973] наиболее полно описаны стратовулканы Кошелёвского вулканического массива.

Вулкан **Древний** наиболее разрушен, сохранилась северная часть постройки. Это типичный стратовулкан, в его строении принимают участие три

выдержанные по простирацию группы потоков. Нижняя группа - лавы пироксеновых базальтов, лавы и лавобрекчии плагиобазальтов (общая мощность 250-300 м), средняя – агглютинаты, туфы и шлаки базальтового состава, лавы и лавобрекчии оливин-пироксеновых базальтов (400 м), верхняя – лавы оливин-пироксеновых базальтов и оливин-пироксеновых андезибазальтов (мощность отложений, по-видимому, составляет 250-300 м). Возраст вулкана ниже-среднеплейстоценовый. Вулкан **Западный** сложен лавовыми потоками мелкопорфировых двупироксеновых андезитов, дациандезитов и андезибазальтов. На месте вершины конуса образовалась кальдера. По возрасту вулкан отнесен к среднему плейстоцену. Вулкан **Валентин** представляет собой конусовидный горный массив. В результате вулканотектонических перестроек и интенсивной эрозии кратера в его центральной части образовалась крупная воронка площадью около 3,5 км², в которой происходит разгрузка Верхне-Кошелевских парогидротерм. Постройка сложена четырьмя группами потоков. Первая группа представлена туфобрекчиями и туфоконгломератами андезитов и андезибазальтов (мощность 100-300 м), вторая – лавами двупироксеновых андезитов, дациандезитов и оливинсодержащих андезибазальтов (300 м), третья – лавами двупироксеновых андезитов, переходящих в оливинсодержащие андезибазальты (50-350 м). Четвертая группа потоков объединяет наиболее молодые образования вулкана: лавы пироксеновых андезибазальтов, двупироксеновых андезибазальтов и двупироксеновых андезитов (мощность 300 м). Время формирования вулкана – верхний плейстоцен (моложе первой фазы оледенения). Для вулкана Валентин характерно наличие крупных экстрезий и экстрезивно-субвулканических тел, обрамляющих эрозионный кратер. Вулкан **Центральный** образует крупную конусовидную постройку, состоящую преимущественно из потоков лав и лавобрекчий оливин содержащих андезибазальтов (мощность 350 м). Вулкан не затронут оледенением, время его формирования – конец верхнего плейстоцена, начало голоцена. Вулкан **Восточный** образовался и действовал синхронно с вулканом Центральным, но продукты извержения имеют кислый состав.

Активный кратер возник в результате взрыва вблизи вершины Восточного вулкана. В настоящее время сохранилась южная стенка. После взрыва произошло излияние лавового потока, по составу, отвечающему оливиновым базальтам.

Характерной особенностью Кошелевского вулканического массива является асимметрия вулканов: новые постройки возникали на месте разрушенных частей более древних вулканов со смещением центров вулканической активности. При этом намечается и общая тенденция: смещение питающего близповерхностного магматического очага на нижнечетвертичном этапе – с востока на запад, на средне- и верхнечетвертичном этапе – с запада на восток. Формирование массива началось в среднем плейстоцене, максимальная вулканическая активность проявилась в верхнем плейстоцене, в голоцене она постепенно затухает. Для постройки, в целом, также характерно интенсивное дробление на границах вулканов, экструзивно-субвулканических тел и отдельных тектонических блоков. Высокой неоднородностью и наличием мелких рвущих тел и густой сети трещин выделяются кратерные зоны вулканов.

Термоаномалии

На склонах вулкана Кошелева находятся два очень крупных термальных поля, которые уместно также называть термоаномалиями (т/а) Верхне-Кошелевская и Нижне-Кошелевская, по периферии располагаются термальные источники (до 40°C) различного состава. По выносу тепла, интенсивности и концентрированности гидротермальной деятельности КВМ сопоставим с Долиной Гейзеров и такими действующими вулканами, как Мутновский и Шивелуч [Вакин и др., 1976].

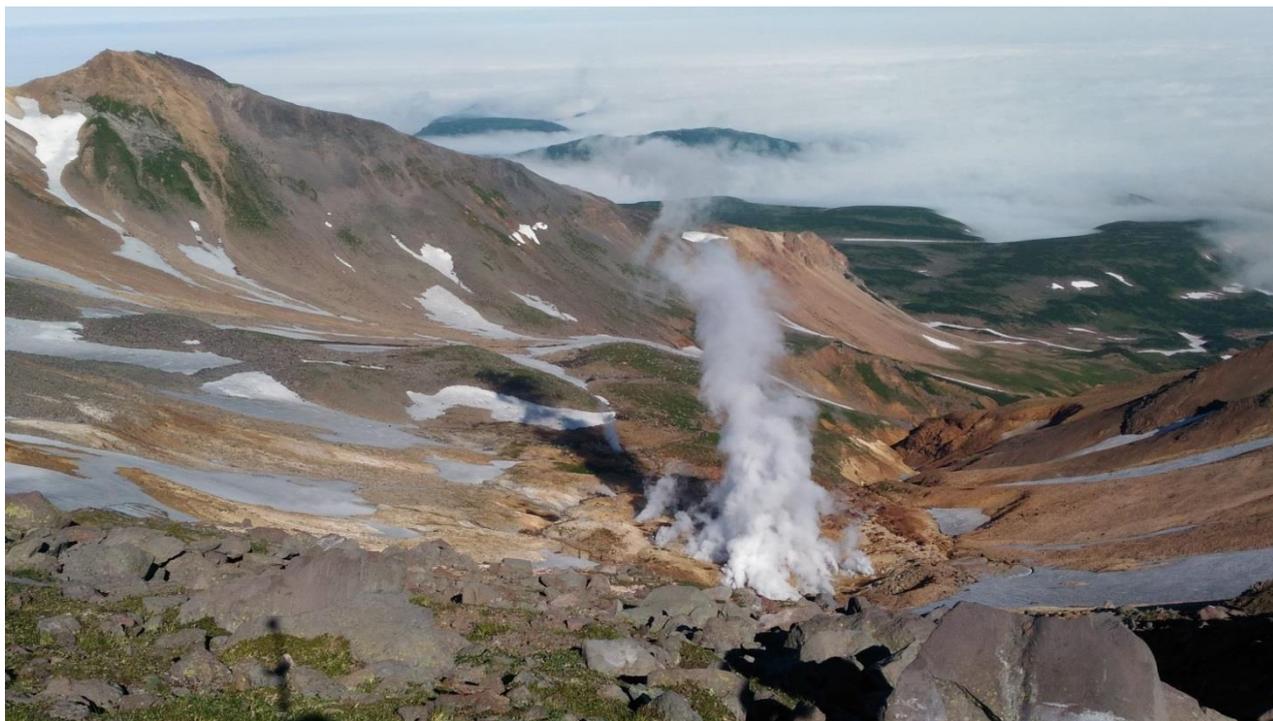


Рис. 2.6. Верхне-Кошелевская термоаномалия. Фото: И.А. Нуждаев, 2017 г.

Верхне-Кошелевская термоаномалия расположена в эрозионном кратере вулкана Валентин на абсолютных отметках 1200-1250 м (**рис.2.6.**). Поле окружено экструзиями дациандезитов, в южной части кромки кратера вскрывается блок пород, отвечающих по составу и структуре микродиоритам. По-видимому, источником тепла является интрузивно-субвулканический комплекс, кровля которого залегает на глубине от первых метров до первых сотен метров от дневной поверхности. Термоаномалия является одной из наиболее крупных на Камчатке: вынос тепла оценивается в 50 Гкал/сек [Вакин и др., 1976]. Основная разгрузка тепла в виде парогазовых струй и мощных водных котлов (диаметром до 7 м) сосредоточена вдоль руч. Тартарары. Температуры парогазовых струй достигают 130-150 °С [Вакин и др., 1976; Нуждаев, 2008]. Большая часть термоаномалии расположена на слабонаклонной поверхности эрозионного кратера и представлена несколькими термальными площадками (Полигон, Западный, Пиритовый Котел и др.), отличающимися температурным режимом и условиями формирования и разгрузки парогидротерм [Калачева, 2014; Феофилактов, Нуждаев, 2009].

Нижне-Кошелевская термоаномалия находится на юго-западном склоне вулкана Западный на высоте 750-800 м над уровнем моря (**рис.2.7.**). Участок термоаномалии представляет собой овально-кольцевую отрицательную геоморфологическую структуру, вытянутую на 500 м вдоль глубоко врезанного оврага руч. Гремучего. Наиболее характерными формами термопроявлений являются большие кипящие водоемы и теплые озера, более мелкие кипящие водные и грязе-водные котлы, пульсирующие источники, парогазовые струи, парящие грунты. Температуры грунтов не превышают 105 °С (на глубине 0.8-3.0 м), температуры парогазовых струй могут достигать на устьях отдельных выходов 120 °С (в основном, 90 – 98 °С). В зоне гипергенеза образуются слабокислые до нейтральных и слабощелочных сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатные аммониевые воды при температуре от 20 до 98 °С. Катионный состав смешанный, преобладают аммоний, Са, Na, К, Fe, присутствуют Al, H, редкие щелочи и др. В составе растворенных и свободных газов преобладают CO₂, H₂S, SO₂, CH₄, азот и тяжелые углеводороды [Вакин и др., 1976; Лебедев, Декусар, 1980; Поздеев, Нажалова, 2008; Рычагов, 2014].



Рис. 2.7. Нижне-Кошелевская термоаномалия, на заднем плане влк. Кошелева. Красным пунктиром выделена видимая граница Нижне-Кошелевского Нового термального поля. Фото: И.А. Нуждаев, 2021 г.

Наиболее активная часть термоаномалии сосредоточена на участке размером 150×250 м. Общий вынос тепла оценен в 25 Гкал/сек [Вакин и др., 1976]. Важное значение имеет структурное положение Нижне-Кошелевской термоаномалии: она приурочена к зоне глубинного разлома сбросо-сдвигового типа субширотного простирания (радиального в структуре Кошелевского вулканического массива (**рис. 2.5.**)). Породы этой зоны отличаются, в целом, повышенной трещиноватостью и, следовательно, проницаемостью для поверхностных и подземных вод и газов.

В 2008 г. сотрудниками ИВиС ДВО РАН зафиксировано выгорание растительности (травы и ольхового стланика) на площади примерно 40 тыс. м² и прогрев грунта на глубине 30-50 см до 100 °С. Других видимых признаков геотермальной деятельности (водных источников, грязе-водных котлов или каких-либо признаков растека термальных вод) на этой площади обнаружено не было. Участок расположен на водоразделе между ручьями Гремучий и Прямой и

назван Нижне-Кошелевским Новым термальным полем (НКН) (рис.2.7.). Внезапный прогрев площади представлял огромный интерес с точки зрения изучения динамики геотермальных процессов и интенсивности изменения горных пород в режиме реального времени, картирования термоподводящих каналов и поиска источника нагрева, решения других фундаментальных научных вопросов геотермии. В течение пяти лет во время летних полевых работ велся мониторинг максимальных температур и площади распространения Нового термального поля. В 2009 г максимальная температура – 107 °С; в 2011 – 70°С; в 2013 – 41°С [Нуждаев и др., 2013]. С 2014 года прогрев закончился, температурные значения на этом участке стали фоновые.

Источник Сивучинский расположен в 4 км юго-западнее Нижне-Кошелевской термоаномалии, в правом борту Четвертой речки. Источник связан с тектонической зоной и выходит из цементированного минеральными образованиями галечника. Источник образовал водоём 1м², на дне которого несколько грифончиков интенсивно выделяют воду и газ, что создается впечатление кипения. Сивучинский источник имеет температуру 49 °С, рН 6, дебит 0.46 л/с. В составе газа преобладает СО₂ (90.4%), содержится СН₄ (6.4%) [Бескровный, Лобков, 1977].

Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение

Участок, на котором расположено Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение, характеризуется развитием пород лаво-экструзивного комплекса кислого-среднего и среднего-основного состава (рис. 2.8.). Современные геотермальные проявления и поля аргиллизированных пород четвертичного возраста (структура руч. Аргиллизитовый) приурочены к более кислым породам. Отчетливо выделяются линейные разрывные тектонические нарушения - радиального направления по отношению к общей структуре Кошелевского вулканического массива, а также зона регионального разлома [Вакин и др., 1976]. Термальные источники и современные сольфатарные поля контролируются зонами разрывных тектонических нарушений и участками их пересечений.

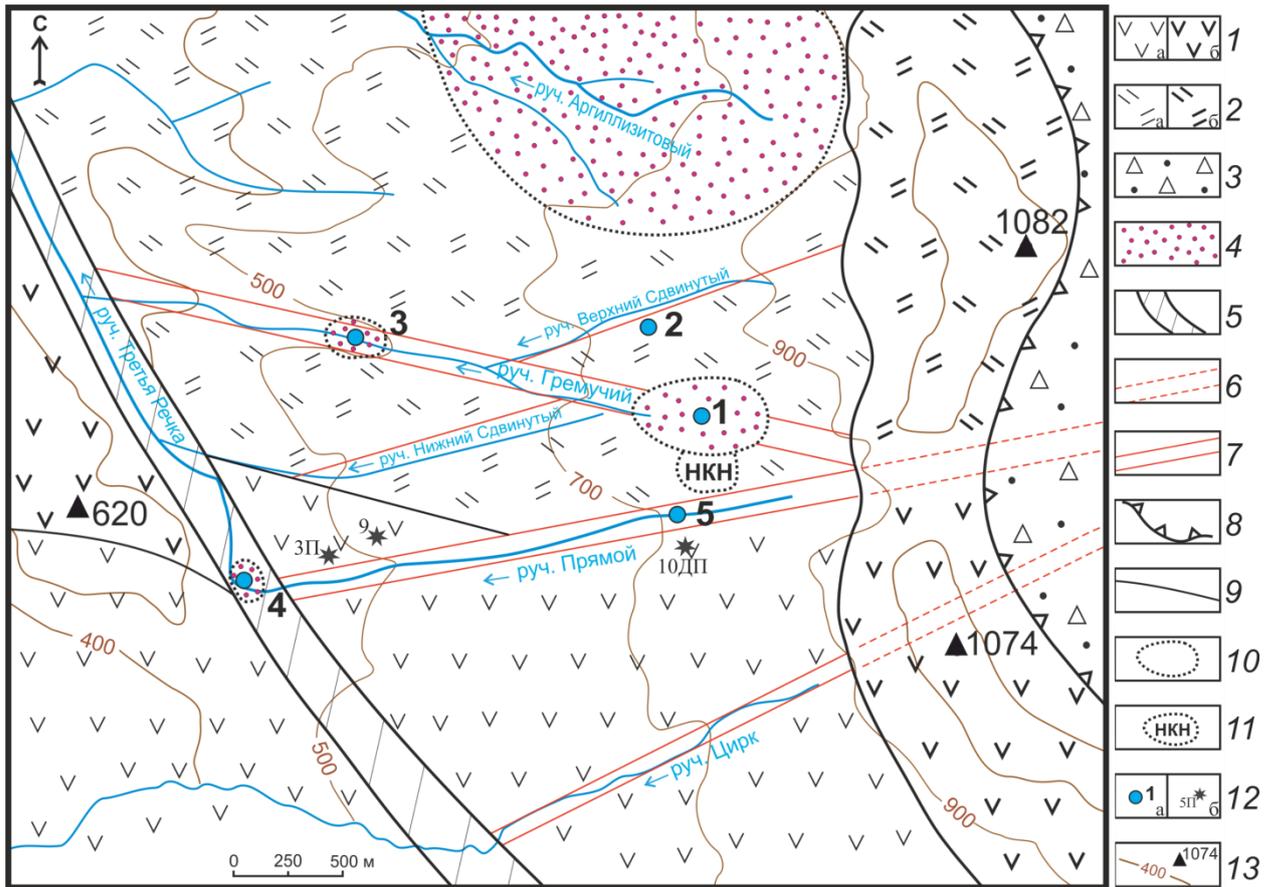


Рис. 2.8. Схематическая геологическая карта [Нуждаев, Теофилактов, 2013]. Составлена с учетом материалов поисково-разведочных работ [Писарева, 1987]. 1 – андезиты и андезидациты Западно-Кошелевского вулкана: а – покровная фация, б – экструзивная фация; 2 – дациты и дациандезиты: а – покровная фация, б – экструзивная фация; 3 – кальдерный комплекс пород Центрально-Кошелевского вулкана; 4 – сольфатарные поля, аргиллизированные породы; 5 – зона регионального тектонического нарушения; 6 – радиальные зоны тектонических разрывных нарушений (предполагаемые); 7 – радиальные зоны тектонических разрывных нарушений (отдельные разломы); 8 – границы кальдеры Центрально-Кошелевского вулкана; 9 – литологические границы; 10 – метасоматические границы; 11 – Нижне-Кошелевское Новое термальное поле; 12 – основные разгрузки и источники термальных вод (а): 1 - Нижне-Кошелевские, 2 - Ближние, 3 - Солнечные, 4 - Промежуточные, 5 - разгрузка на руч. Прямой; и разведочные скважины (б); 13 – изолинии рельефа и основные вершины.

Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение разведано в 1975-1984 гг. Его прогнозные ресурсы оценены в 210 кг/сек сухого пара или 90 МВт электрической мощности [Писарева, 1987]. В результате бурения скважин до глубины 1500 м установлено, что основной особенностью месторождения является наличие мощной зоны перегретого пара. Зона распространяется на глубину более 1500 м и выходит на дневную поверхность вдоль оврага руч. Гремучего, образуя одноименную термоаномалию. Разведочными скважинами

вскрыто многофазное интрузивно-субвулканическое тело (**Рис. 2.9**): диориты выше по разрезу постепенно (?) переходят в диоритовые порфириты (граница между этими интрузивными фациями достаточно условна), контактовая зона представлена мегабрекчией интрузивных и вмещающих пород.

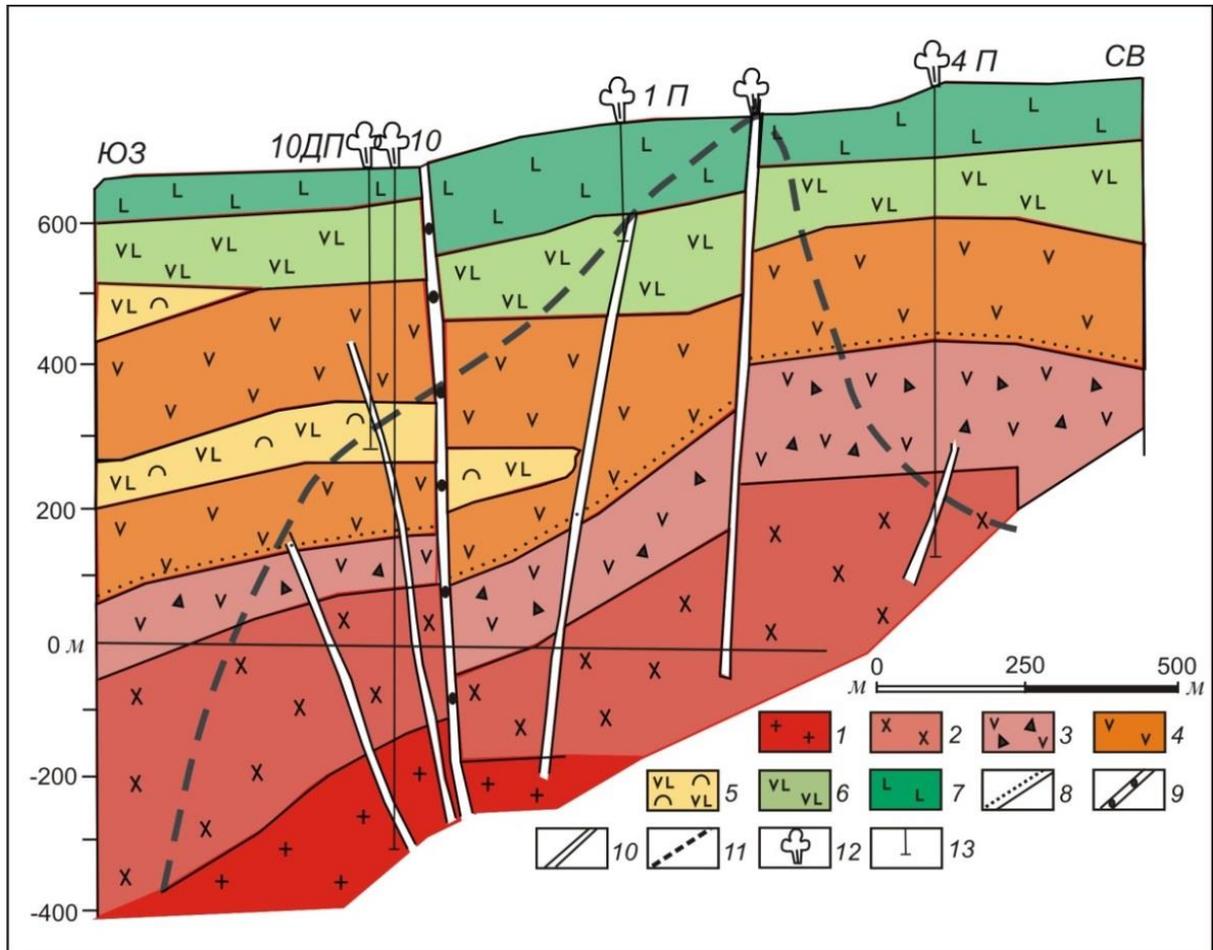


Рис. 2.9. Геологический разрез Нижне-Кошелевского геотермального месторождения (составлен М.В. Писаревой на основании поисково-разведочных работ и гидродинамических испытаний (1975-1984 гг.) [Писарева, 1987]: 1 – диориты; 2 – диоритовые порфириты; 3 – субинтрузивные ксенобрекчии; 4 – андезиты; 5 – туфы андези-базальтов; 6 – лавы андези-базальтов; 7 – лавы дациандезитов; 8 – граница интрузивно-субвулканического комплекса; 9 – закольматированные более древние разломы; 10 – открытые разломы и трещины; 11 – верхняя граница пара; 12 – проявление пара; 13 – буровая скважина и ее номер.

Над этим интрузивно-субвулканическим комплексом залегает вулканогенно-осадочная толща, вероятно, неогенового возраста, которая перекрывается лавами и экструзиями четвертичного возраста от среднего до кислого состава. Таким образом, по результатам поисково-разведочных работ показаны основные черты геологической структуры геотермального месторождения и т/а до глубины 1500

м, глубже информации нет. В связи с этим возникает необходимость в геолого-геофизической модели, до глубин 3-5 км, которая объяснит проблему источника тепла, движение глубинных флюидов, наличие зон повышенной трещинно-поровой проницаемости, положение водоносных горизонтов. Наличие такой модели гарантирует высокие результаты при доразведки и эксплуатации месторождения.

2.4. Камбальный вулканический хребет и его термальные разгрузки

Камбальный вулканический хребет представляет собой резургентное тектоно-магматическое поднятие в структуре Паужетской кальдеры, вытянутое до 20 км в субмеридиональном направлении (**см. рис. 2.2.**). Хребет, с юга на север, состоит из трех крупных интенсивно разрушенных стратовулканов: андезибазальтового Термального, андезитового Разваленного и базальтового Черные Скалы [Белоусов, 1978; Долгоживущий ..., 1980]. Возраст вулканов близкий - от нижне- до среднеплейстоценового. Крупные постройки осложнены паразитическими вулканами кислого, среднего и основного составов, а также экструзиями дацитов и андезитов, и воронками взрывов. Предполагается эволюция единого глубинного магматического очага или серии периферических очагов с юга на север структуры [Долгоживущий ..., 1980]. Но в раннем голоцене образовался базальтовый современный действующий вулкан Камбальный [«шлаковый конус», по Сывороткину, 1993], по-видимому, не имеющий прямое отношение к эволюции одноименного хребта. На это, помимо возраста, указывает положение вулкана в Паужетской вулкано-тектонической структуре (**см. рис. 2.2**) и ряд других признаков: в частности, выделение субвертикальной флюидопроводящей зоны непосредственно под вулканом, не связанной с геотермальной зоной Камбального хребта [Komzeleva et al., 2022]. Предполагается, что образование Камбального вулкана обусловлено активизацией в раннем голоцене тектоно-магматических процессов вдоль южно-камчатского глубинного разлома северо-западного простирания [Апрелков и др.,

1979], в зоне влияния которого расположен также Кошелевский вулканический массив [Рычагов, 2014].

Вдоль осевой зоны хребта Камбальный выделяются три группы термальных полей: Южно-, Центрально- и Северо-Камбальная [Нехорошев, 1959; Белоусов и др., 1976]. Каждая группа включает три и более термальных поля размером от 100 м² до 0.5 км². Строение термальных полей Камбального хребта принципиально схоже: на прогретых грунтах разгружаются многочисленные парогазовые струи, формируются мелкие бессточные грязеводные котлы и отдельные водные источники. Это свидетельствует о наличии мощной зоны пара в структуре хребта. Такой тип разгрузки тепла наиболее характерен для Центральной и Северной групп термальных полей. Паужетская гидротермальная система и одноименное геотермальное месторождение, вероятно, структурно и гидродинамически связано с Камбальным вулканическим хребтом [Левина и др., 1980; Структура ..., 1993; Феофилактов и др., 2021]. Таким образом, Камбальный вулканический хребет вмещает крупную геотермальную систему, по-видимому, имеющую единый глубинный источник теплового питания для близповерхностных термопроявлений.

Южная группа термальных полей, не случайно вызывает повышенный интерес гидрогеологов, геологов, петрологов, минералогов и геохимиков. Она приурочена к вулкану Термальный. Здесь разгружается мощный тепловой поток [Белоусов и др., 1976; Сугробов, 1982], горные породы изменены до вторичных кварцитов, опалитов и аргиллизитов [Фролова и др., 2020]; отмечаются источники глубинных термальных вод щелочного состава, обогащенные редкими и др. металлами [Рычагов и др., 2020; Структура ..., 1993]; термальные воды и минеральные осадки характеризуются высокими содержаниями аммония, а газы - азотом вулканического происхождения [Нехорошев, 1959; Сережников и др., 1982]; в зоне аргиллизации пород образуются минеральные ассоциации с фосфатами редкоземельных элементов [Рычагов и др., 2021]. Южная группа включает три термальных поля (рис. 2.10., рис. 2.11.).

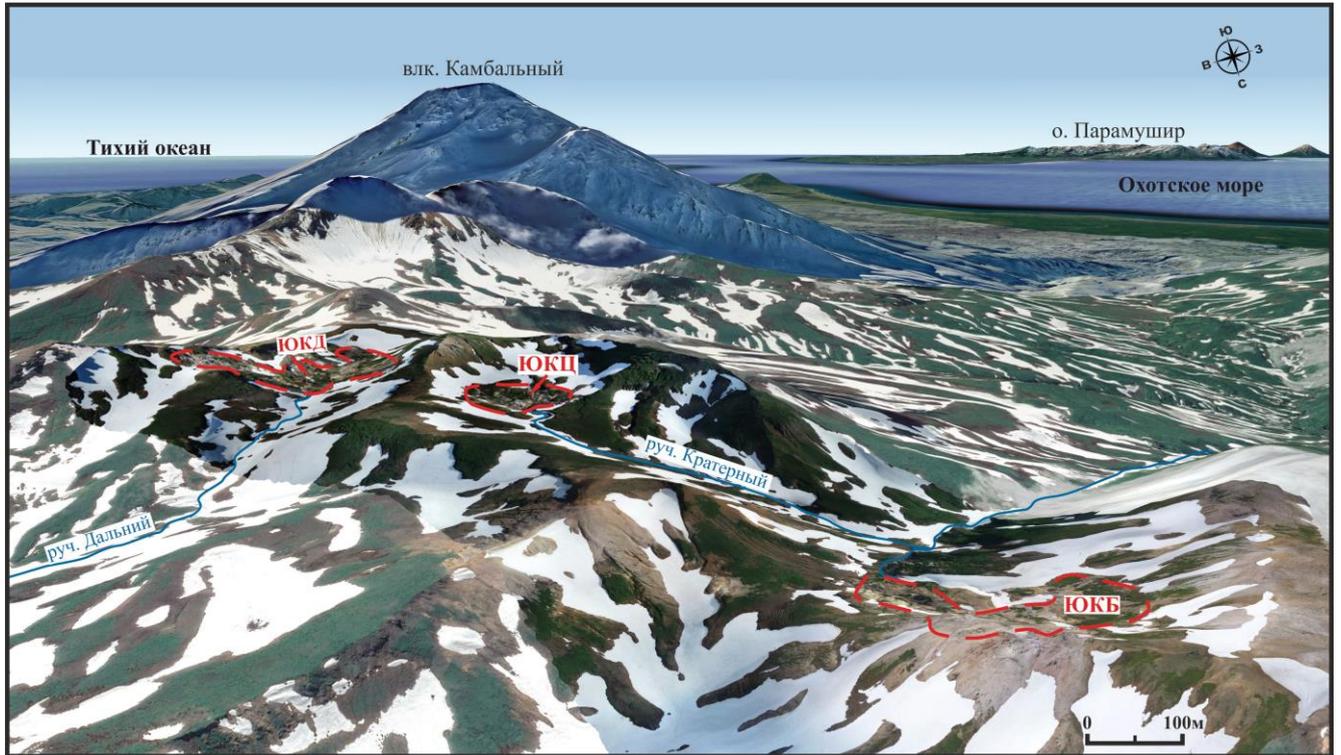


Рис. 2.10. Схема расположения термальных полей южной группы Камбального вулканического хребта, вид на юг. Красным пунктиром показаны границы термальных полей по 20°С изотерме: ЮКБ - Южно-Камбальное Ближнее, ЮКЦ - Южно-Камбальное Центральное, ЮКД - Южно-Камбальное Дальнее.

Южно-Камбальное Дальнее термальное поле (ЮКД) расположено в U-образной долине ручья Дальний, истока р. Этамынк, и вытянуто на протяжении 1200-1500 м. Водоразделы и борта ручья сложены лавовыми и пирокластическими потоками андезитов и андезибазальтов, измененных до вторичных кварцитов, опалитов и гидротермальных глин. Вторичные кварциты и опалиты образуют крупные площадки и серные бугры на участках разгрузки старых (исчезнувших в настоящее время) термальных источников. Интенсивность аргиллизации пород возрастает по направлению от водоразделов к ложу ручья. Термопроявления представлены: парящими грунтами (температура на глубине 0.8 м достигает 107 °С), парогазовыми струями (средние температуры 94-98 °С, максимальные 120 °С), грязеводными и водными источниками (температура не превышает 98 °С), пульсирующими котлами [Феофилактов и др., 2024]. Последние, а также наиболее крупные насыщенные газом водные источники

тяготеют к ложу ручья, что служит дополнительным критерием выделения проницаемой для флюида тектонической зоны вдоль руч. Дальний.

Южно-Камбальное Центральное термальное поле (ЮКЦ) локализовано в кольцевой морфоструктуре диаметром ~ 1000–1200 м, представляющей собой, по-видимому, эродированный кратер вулкана Термальный. По периферии морфоструктуры протягивается узкий гребень, сложенный лавами андезитов и андезибазальтов, незначительно подверженных гидротермально-метасоматическим изменениям. Опалиты и вторичные кварциты прослеживаются в бортах морфоструктуры, термальное поле сложено аргиллизитами [Фролова и др., 2020]. Общие размеры термального поля ~ 600×600 м, центральная часть (~200×300 м) является собственно современной термоаномалией. Принципиально она имеет такое же строение, как и ЮКД, но отличается наличием кипящих озер и пульсирующих источников с щелочными термальными водами. На относительно спокойных термальных площадках грязеводные котлы с кислой водой перемежаются с газоводными чистыми источниками с нейтральными и слабощелочными растворами [Рычагов и др., 2020]. Получены прямые данные о разгрузке на ЮКЦ глубинного щелочного флюида [Рычагов и др., 2021].

Южно-Камбальное Ближнее термальное поле (ЮКБ) расположено в 2.5 км к северу от ЮКЦ и приурочено к глубоко врезанной котловине правого притока руч. Кратерный (см. рис. 2.11.). Поле вытянуто с запада на восток до 600 м и сужается к югу до 100 м. Гребень морфоструктуры сложен перемежающимися блоками андезитов и дацитов (дацитов - риолитов ?), размер блоков в поперечнике составляет от 50-100 до 250-300 м. Среди этих блоков выделяется экструзия дацитов (риолитов ?) «Цветные Скалы», породы апикальных частей которой полностью изменены в опалиты и вторичные кварциты. По контактовым зонам экструзии и по субвертикальным трещинам между ее внутренними блоками происходит интенсивное парение. Основные термопроявления ЮКБ представлены горячими (до 105 °С) грунтами и мелкими парогазовыми струями (температуры не выше 98 °С). Среди водных источников преобладают

грязеводные котлы с кислыми растворами, но ряд газоводных источников с чистой водой имеют рН до 7.5-8.5 единиц. Это может свидетельствовать о возможном влиянии глубинных щелочных термальных вод на зону разгрузки ЮКБ, как и на ЮКЦ.



Рис. 2.11. Термальные поля Камбального вулканического хребта, вид с юга на север. Пунктирной линией обозначены визуальные границы термальных полей. На переднем плане Южная группа (Дальнее, Центральное, Ближнее), Центрально-Камбальная группа, Северо-Камбальные и на заднем плане видны паровые струи от скважин Паужетского геотермального месторождения. Фото И.А. Нуждаев, 2023 г.

2.5. Геофизическая изученность Паужетско-Камбально-Кошелёвского геотермального района

В 1957 г. проведены геофизические исследования с целью изучения геологического строения района **Паужетских термальных вод** под руководством К.П. Митрофанова. Эти работы были первым опытом геофизических исследований гидротермальных систем в СССР. Полное отсутствие заверочных данных, отсутствие возможности ознакомиться с опытом зарубежных исследований в этой области предопределило низкие результаты работ.

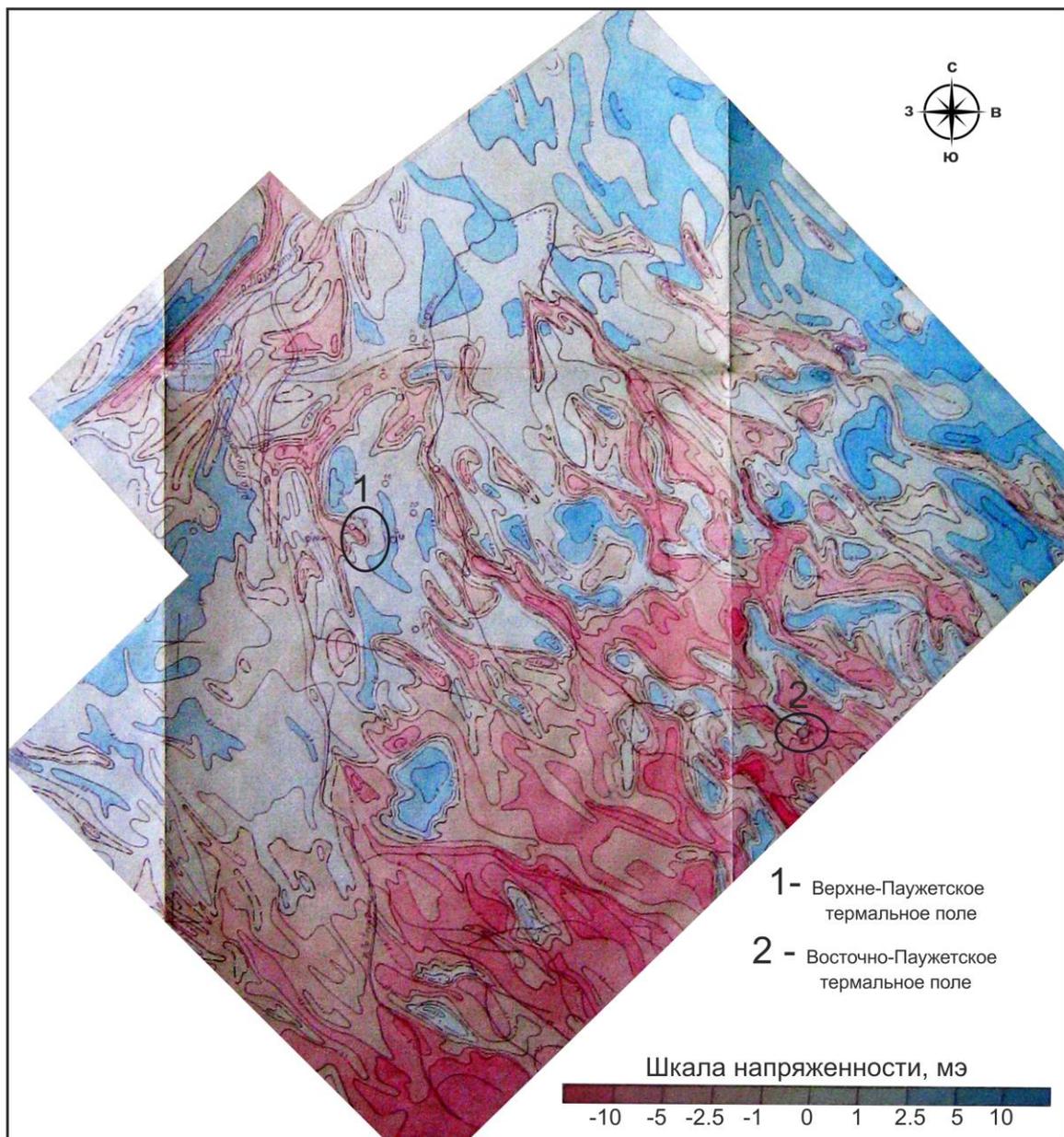


Рис. 2. 12. Карта изодинам ΔZ для площади Паужетского геотермального месторождения [Зайцев, 1969].

Следующие геофизические работы выполнены под руководством И.М. Зайцева в конце 1960-х гг. Они включали магниторазведку, электроразведку и термосъемку в масштабе 1:10000 [Зайцев, 1970]. По характеру аномалий магнитного поля выделены границы развития базальтовых и риодацитовых лав в юго-восточной половине месторождения (рис. 2.12.). К югу от руч. 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 руч. Трудный подобные аномалии обнаружены в районе горы Березовая (водораздел ручьев Быстрого и Безымянного) (рис. 2.3.). В работе [Белоусов, 1978] эта морфоструктура представляет собой экструзию дацитов. 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 гидротерм, что далее подтверждено данными бурения. Выделяемые участки пониженных значений напряженности магнитного поля прослеживаются по долинам водотоков руч. Быстрого, Безымянного, р. Правая Паужетка.

По данным электроразведочных работ методом ВЭЗ выделен горизонт обводненных псефитовых туфов (сопротивления 3-10 Ом·м), мощность которого увеличивается в Ю-В направлении (до 500 м в районе Восточно-Паужетского термального поля). Выделены зоны накопления гидротермальных растворов под Верхне-Паужетским и Восточно-Паужетским термальными полями. Установлены границы потока термальных вод. Указывается что зоны низкого сопротивления (2-5 Ом·м) увязываются с областью температур 150 °С. На основании сопоставления кривых зондирования, полученных в разные годы (1957, 1959,

1969 г.) в юго-восточной части площади (района Восточно-Паужетского термального поля) показано, что мощность и удельное сопротивление водонасыщенной толщи пород не изменились.

В 2007 г. начался современный этап геофизических исследований на Паужетском месторождении сотрудниками лаборатории геотермии ИВиС ДВО РАН. Выполнен большой комплекс геофизических работ методами: магниторазведки, гравиразведки, электроразведки, микросейсмического зондирования и термометрии. Основной задачей являлось получение новых фактических данных о геологическом строении Паужетской гидротермальной системы и создание геолого-геофизической модели зон питания и циркуляции гидротерм Паужетского геотермального месторождения [Феофилактов, 2022].

Во второй половине 1970-х годов приступили к поисково разведочным работам в районе **Нижне-Кошелевских парогидротерм**. Выполнены производственные геофизические исследования комплексом методов, включающим магнитную съемку, электроразведку (электропрофилирование и ВЭЗ), сейморазведку, сейсмокаротаж [Шварц, 1984].

Магнитная съемка в масштабе 1:10 000 проводилась по сети предварительно разбитых взаимно перпендикулярных профилей широтного и меридионального направления. Расстояние между профилями 200 м, шаг наблюдений по профилю 25 м. При производстве работ использовался магнитометр М-27. Общая площадь съемки 33.2 км². Точность рядовых наблюдений по контрольным и повторным замерам ± 13 гамм.

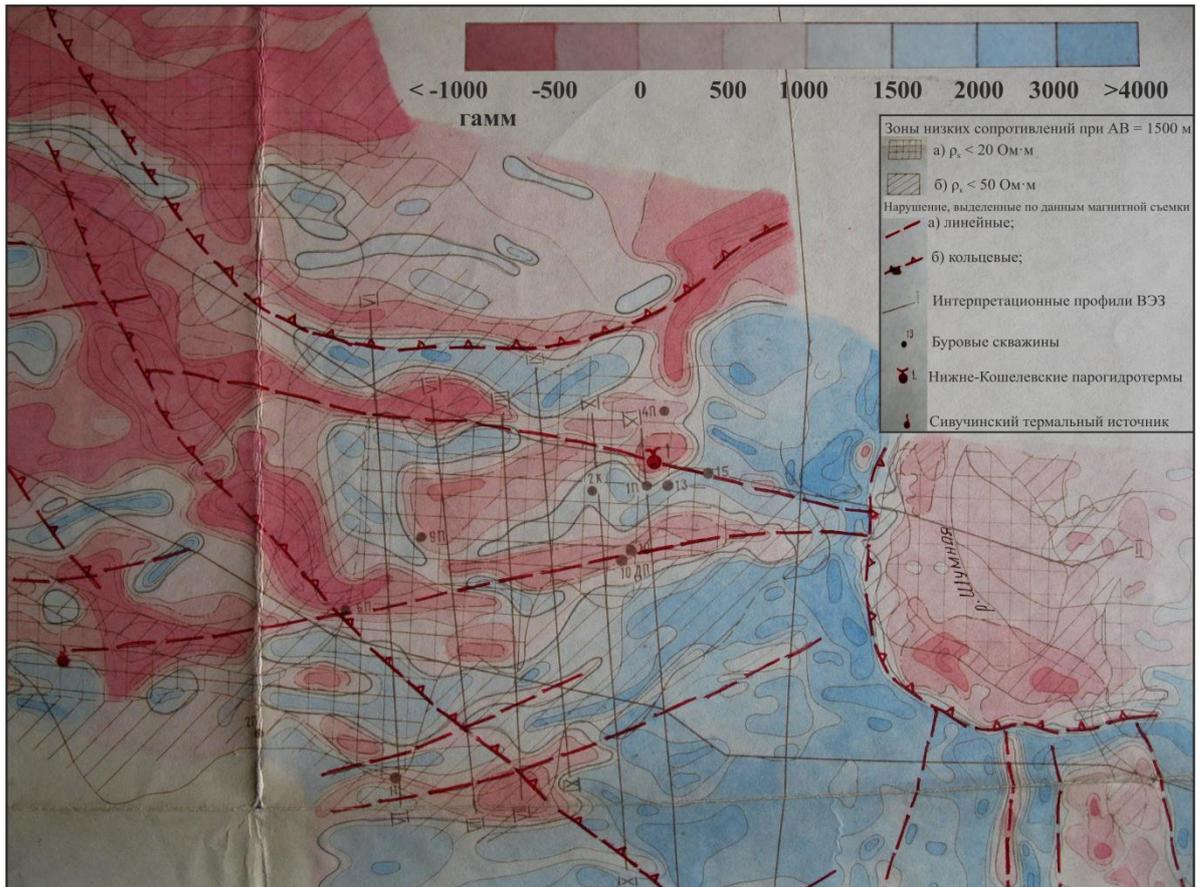


Рис. 2. 13. Фрагмент карты изодинам ΔZ для площади Нижне-Кошелевских парогидротерм [Шварц, 1984].

По материалам магнитной съемки построена карта изодинам аномального магнитного поля ΔZ . Качественная интерпретация сводилась к районированию полей по типам, выделению и трассированию линейных локальных аномалий, сопоставлению магнитной карты с геологическими и с материалами других геофизических методов. Интерпретация магнитных карт основывалась на данных о магнитных свойствах пород.

По отрицательным дугообразным магнитным аномалиям ΔZ выделены кольцевые разломные зоны. Установлены линейные отрицательные магнитные аномалии, связанные с протяженными тектоническими нарушениями и зонами измененных пород.

По данным ВЭЗ комплекс пород подразделяется преимущественно на две толщи. Нижняя толща с сопротивлением ниже 20 Ом·м, зона перетока термальных вод, распространяется по всей исследуемой площади и

выклинивается к поверхности на участке современной разгрузки парогидротерм. Верхняя толща имеет сопротивление 400 - 2500 Ом·м, является верхним водоупором, представлена рыхлыми отложениями - лавы и туфы четвертичного возраста.

Камбальный вулканический хребет с точки зрения геофизических исследований изучен крайне слабо. В связи с труднодоступностью наземные геофизические работы до последнего времени не проводились. Известны аэрогеофизические съемки гравитационного и магнитного полей, выполненные с целью выявления структурных особенностей строения полуострова Камчатка, установления связей между вулканизмом и тектоникой. Паужетско-Камбально-Кошелевский геотермальный район покрыт аэромагнитной съемкой масштаба 1:1 000 000 [Ривош, 1962] (**рис. 2.14.**). На карте аномального магнитного поля на фоне положительной аномалии, вытянутой в меридиональном направлении на протяжении всего хребта Камбального, выделяется почти изометричный максимум магнитного поля, смещенный к югу от вершины вулкана Камбальный. В гравитационном поле в районе Камбального хребта выделена локальная отрицательная аномалия, образование которой связывается, в общем, с формированием Паужетской вулкано-тектонической депрессии [Литасов, Важеевская, 1991].

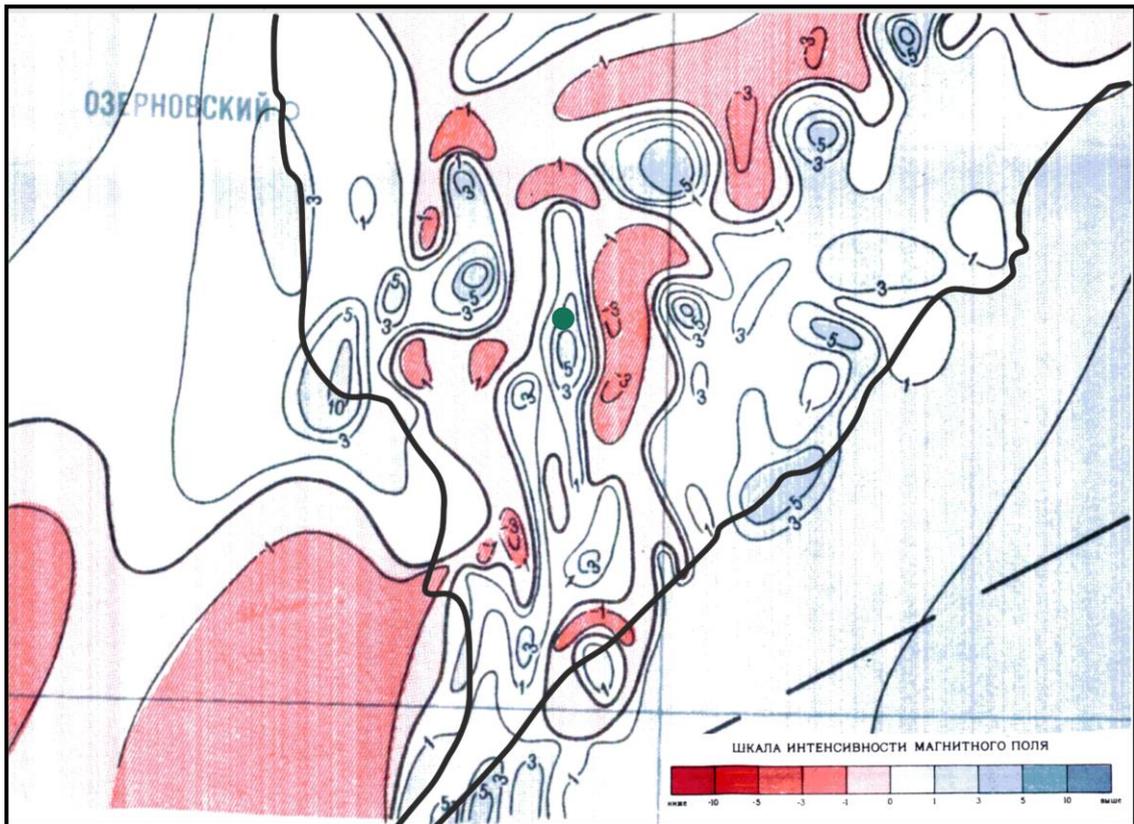


Рис. 2. 14. Фрагмент карты ΔT аномального магнитного поля СССР (Камчатка), масштаб 1: 1 000 000 [Ривош, 1962]. Черной линией обозначен контур полуострова Камчатка. Зеленым кругом показана вершина вулкана Камбальный.

Первое зафиксированное эксплозивное извержение вулкана Камбальный в 2017 г. [Гирина и др., 2017; Рычагов и др., 2017а; Фирстов и др., 2018] активизировало постановку геофизических исследований в этом районе. На основании сейсмической томографии, выполненной совместно сотрудниками ИНГГ СО РАН и ИВиС ДВО РАН, получены данные о строении верхней части земной коры в районе вулкана и южной части хребта. Под вулканом выделена субвертикальная флюидопроводящая зона, погружающаяся в магматический очаг, расположенный на глубине 7-10 км от дневной поверхности [Komzeleva et al., 2021]. Севернее, уже в структуре Камбального вулканического хребта выделена другая крупная зона, насыщенная флюидом, но как считают авторы статьи, геотермального происхождения. Таким образом, эти исследователи полагают, что выделенные флюидопроводящие зоны не связаны друг с другом и имеют различную природу - магматическую и геотермальную.

Глава 3. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основным геофизическим методом исследования в работе является площадная магниторазведка. Использовались два вида магнитометров (приборов предназначенных для измерения модуля вектора магнитной индукции) ММП-203 (СССР) в начале работ и GEM GSM-19W (Канада) в основной части. Съёмка выполнялась, как в ходе пешеходных маршрутов (в районе Южно-Камбальной группы), так и с использованием снегоходной техники для буксировки оператора (район Нижне-Кошелевского и Паужетского месторождений). На первом этапе геофизических исследований гидротермальных систем применение магниторазведки позволило определить аномальные области, связанные с участками гидротермально измененных пород, крупными структурными неоднородностями, геологическими телами, тектоническими нарушениями. Далее, для понимания природы аномалообразующих объектов и уменьшения неоднозначности при интерпретации результатов, на выделенных участках с аномальными значениями индукции магнитного поля дополнительно проводились гравиметрические исследования (Scintrex CG-5 Autograv (Канада)) и вертикальные электрические зондирования (генератор АСТРА-100 (Россия), измеритель МЭРИ-24 (Россия)). Применение метода микросейсмического зондирования (сейсмометров Guralp CMG-6TD (Великобритания)) в районе Нижне-Кошелевского геотермального месторождения в комплексе с магнитной съёмкой позволило охарактеризовать распространение аномальных областей как по площади, так и на глубину более 3 км, а также выделить зоны восходящего парагазового потока.

Геофизические работы сопровождалась аэрофотосъёмкой исследуемых объектов с помощью беспилотного летательного аппарата. Были построены детальные ортофотопланы объектов исследований в GPS координатах для

привязки геофизических пикетов и профилей. Плановая и перспективная аэрофотосъемка позволила создать цифровые модели рельефа местности, необходимые для визуализации в процессе построения концептуальных моделей разгрузки парогидротерм.

3.1. Магнитные свойства пород гидротермальных систем

Из магнитных свойств горных пород наибольший интерес для решения большинства геологических задач представляет магнитная восприимчивость χ и остаточная намагниченность i . Оба эти свойства обусловлены присутствием в породе ферромагнитных минералов. Породообразующие минералы в основной своей массе парамагнитные, имеют очень низкую магнитную восприимчивость, характеризуются отсутствием остаточной намагниченности и практически не влияют на интенсивность магнитных полей. Из ферромагнитных минералов в горных породах наиболее широко распространены магнетит, титаномагнетит и ильменит. Содержание ферромагнетиков в породах близкого состава – величина непостоянная и колеблется в широких пределах [Комплексные ..., 1985].

В районах геотермальных месторождений участки гидротермально измененных пород практически всегда выражаются пониженным (относительно соседних участков) магнитным полем, морфология которого в каждом случае различна и зависит от конкретных геологических условий [Комплексные ..., 1985; Best practices ..., 2014]. Известно, что под действием кислых термальных вод ($\text{pH} < 5$), насыщенных сероводородом, углекислым газом, метаном и др., происходит аргиллизация пород и изменение их физико-механических свойств: в частности, аргиллизиты практически полностью утрачивают намагниченность вследствие разложения темноцветных (пироксенов и амфиболов) и рудных (магнетита, титаномагнетита и ильменита) минералов [Soengkono, Hochstein, 1996]. На примере геотермального месторождения Океанское (вулкан Баранского, о-в Итуруп) детально описаны закономерности преобразования андезитов и андезибазальтов под влиянием кислых и ультракислых термальных вод [Ладыгин и др., 2014]. Наряду с заметным уменьшением плотности (в среднем, на 30-40%) и

скорости продольных волн (в два раза), снижается на 2-3 порядка магнитная восприимчивость: от $(20-40) \times 10^{-3}$ СИ до $n \times 10^{-5}$ СИ. Основным механизмом изменения магнитной восприимчивости пород заключается в растворении ферромагнитных минералов кислыми и ультракислыми водами, проникающими в породу по системе микротрещин и открытых пор [Ладыгин и др., 2014].

На примере сравнительной характеристики петрофизических свойств андезитов вулкана Кошелевский и измененных пород, слагающих Нижне-Кошелевское термальное поле, показан характер и интенсивность преобразования исходных пород в процессе аргиллизации [Фролова и др., 2019]. Происходит выщелачивание минералов-вкрапленников, существенное разуплотнение и разупрочнение основной массы: плотность андезитов снижается с 2.7 г/см^3 до 2.0 г/см^3 , пористость увеличивается с 5-7 % до 20-25 %; магнитная восприимчивость уменьшается еще более существенно - с $(33-42) \times 10^{-3}$ СИ до $(5-10) \times 10^{-3}$ СИ.

В районе южной группы термальных полей Камбального вулканического хребта проведены исследования по определению физических и физико-механических свойств горных пород и продуктов их гидротермального изменения [Фролова и др., 2020]. Исходные породы представлены андезибазальтами темно-серого цвета с порфировой структурой. Неизмененные андезибазальты плотные ($\rho = 2.71 \text{ г/см}^3$), низкопористые ($n = 6 \%$), с высокими значениями показателей упругих ($V_p = 5.2 \text{ км/с}$, $E_y = 54.8 \text{ ГПа}$) и прочностных ($R_c = 118 \text{ МПа}$) свойств. Данные породы также отличаются высокими значениями магнитной восприимчивости ($\chi = 28.8 \cdot 10^{-3}$ СИ), что обусловлено присутствием в их составе титаномагнетита и пироксенов. Сильно измененным андезибазальтам характерен желтовато-бежевый цвет, что характерно для кислотного выщелачивания - разрушения темноцветных минералов с выносом железа, алюминия и др. элементов. Минералы кремнезема полностью замещают основную массу породы и большую часть плагиоклазов. Изменения носят псевдоморфный характер, форма кристалла остается сохранной, а минеральный состав меняется. Уменьшается плотность ($\rho = 1.86 \text{ г/см}^3$) и показатели упругих ($V_p = 2.6 \text{ км/с}$, $E_y =$

9.6 ГПа) и прочностных ($R_c = 15$ МПа) свойств. Магнитная восприимчивость снижается в 20 раз до ($\chi = 1.4 \cdot 10^{-3}$ СИ). Конечными продуктами кислотного выщелачивания на термальных полях являются серные опалиты, вторичные кварциты и гидротермальные глины, которые являются диамагнетиками, поскольку состоят из немагнитных минералов кремнезема, хлоритов и других слоистых силикатов [Фролова и др., 2020]. Результаты этих исследований непосредственно учитывались при обработке полученных результатов, особенно при гравимагнитном моделировании.

Район Верхне-Паужетского термального поля сложен туфами и туффитами среднего и кислого состава, цеолитизированными и аргиллизированными [Коробов, 2019]. В приповерхностных горизонтах эти породы изменены в гидротермальные глины, мощность толщи колеблется от 1.5 до 5-10 м. В процессе аргиллизации пород показатели петрофизических свойств меняются следующим образом: существенно снижается объемная и минеральная плотности, пористость уменьшается незначительно, но прочность снижается в два раза. Наиболее интенсивно преобразования пород сказываются на величине магнитной восприимчивости, которая снижается с 21×10^{-3} СИ до 2.4×10^{-3} СИ, что обусловлено разложением титаномагнетита и других ферромагнетиков [Фролова и др., 2016].

Таким образом, гидротермально-метасоматические преобразования горных пород и особенно их аргиллизация приводят к существенным изменениям свойств геологической среды, что служит основанием для проведения магнитометрической съемки и определения природы выделенных аномалий ΔT_a .

3.2. Магниторазведка

На Нижне-Кошелевском месторождении магнитная съемка автором с коллегами выполнялись, используя различную аппаратуру и методический подход.

В 2010-2011 гг. использовался пешеходный протонный магнитометр ММП-203. Пешеходная магнитная съемка проводилась двумя магнитометрами, один из

которых использовался в качестве магнитовариационной станции, другой для рядовых измерений. Расхождение показаний приборов составляет ± 1 нТл, что соответствует точности ММП-203 [Магнитометр пешеходный ... 1987]. В центральной части Нижне-Кошевского месторождения была разбита сеть из 15 профилей, 10 из которых протяженностью 1000 м, и 5 по 500 м (рис. 3.1.). Профили располагались в направлении север-северо-запад. Ориентировка на местности осуществлялась с помощью GPS-навигатора GARMIN GPSMAP 62s и 100-метровой рулетки. Расстояние между профилями составляло 100 м, в пределах термальной площадки – 50 м. Шаг по профилю составлял 10 м, в пределах термоаномалии сгущался до 5 м. Для увеличения детальности съёмки в центральной части выполнено 5 дополнительных профилей в крест основным (восток – северо-восток). Длина профилей составляла 500 м, расстояние между профилями 50 м и шаг съёмки – 5 м (рис. 3.1.). В течение всего рабочего времени (в 2010-2011 гг.) на вариационной станции оператором проводились измерения с интервалом 10 мин., что позволило фиксировать изменения индукции магнитного поля. Наблюдаемые значения магнитного поля в 2010 г. находились в пределах от 51338 до 51444 нТл, а в 2011 г. от 51336 до 51493 нТл. Для определения точности съёмки были проведены контрольные измерения в количестве 15% от общего объема наблюдаемых значений, которых в сумме за два года вышло 2930. При построении карт аномалий магнитного поля за 2010 и 2011 гг. использовалось единое медианное значение нормального магнитного поля для Нижне-Кошелевской гидротермальной системы. Среднеквадратичная ошибка измерений 2010 и 2011 гг. не превышала ± 10 нТл. Эти работы были весьма трудоемкими и требовали одновременной работы группы из пяти человек.

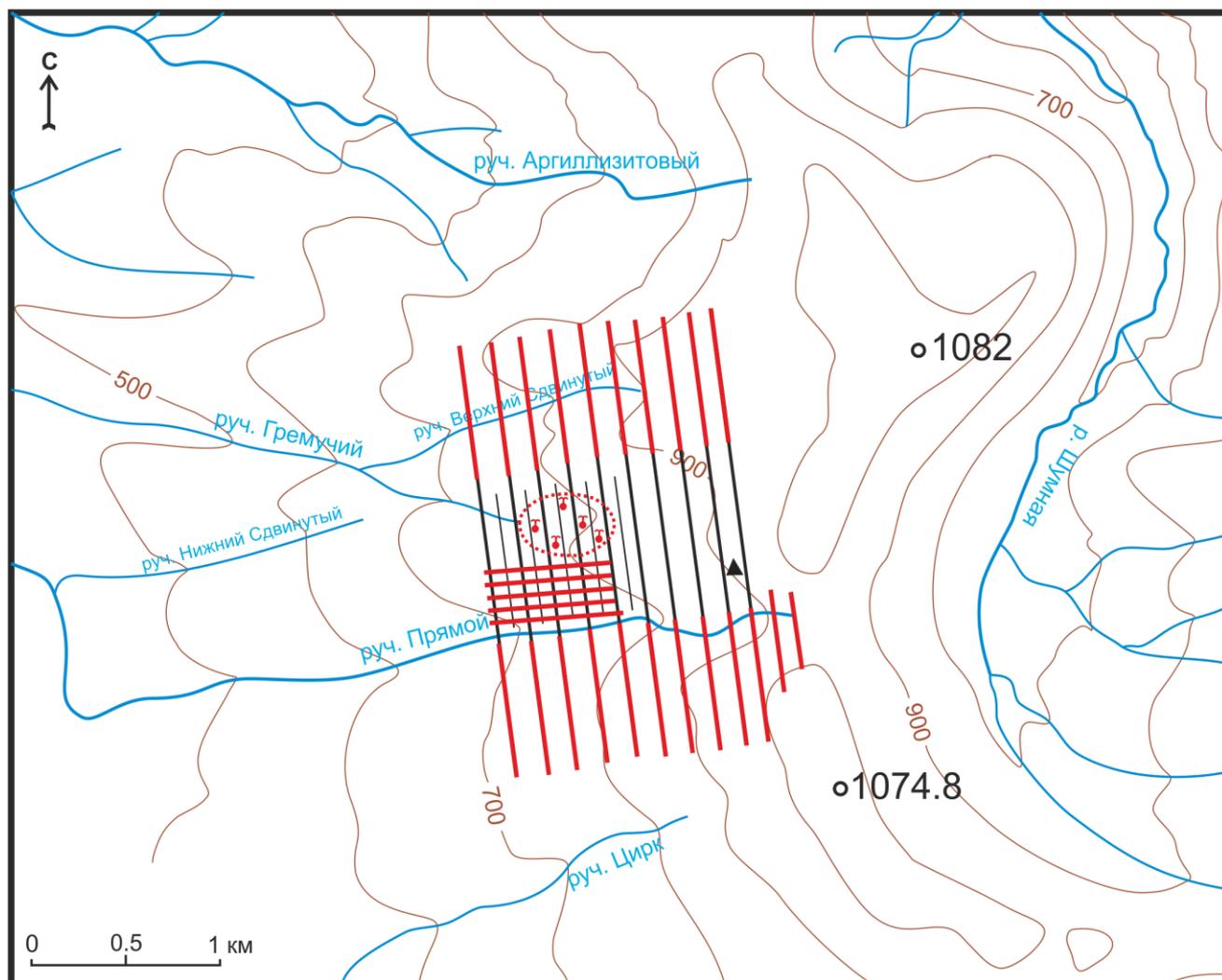


Рис. 3.1. Схема магнитометрических работ в центральной части Нижне-Кошелевского месторождения в 2010-2012 гг. 1 - Нижне-Кошелевская термоаномалия; 2 - профили 2010 г.; 3 - профили 2011 г.; 4 - расположение магнитовариационной станции; 5 - изолинии рельефа.



Рис. 3.2. Магнитная съемка на Нижне-Кошелевском геотермальном месторождении. Фото: А.А. Нуждаев, 2015 г.

В связи со сложным рельефом и густой растительностью в изучаемом районе, а также ограничениями, связанными с природоохранными территориями, проведение детальной наземной площадной магнитной съёмки на месторождении в летний полевой период затруднено. Поэтому автором была реализована магнитная съёмка в зимний период по снежному покрову. Наличие снежного покрова позволило значительно расширить площадь съёмки и выполнить ее в тех местах, где летом это невозможно (густой стланик, каменные осыпи). В марте 2015 г. выполнена площадная магниторазведка по нерегулярной сети с использованием двух современных магнитометров GSM-19W v7.0 (GEM Systems, Канада), что повысило точность съёмки и производительность работ. Магнитометры оснащены системой GPS, имеют встроенную память, высокое разрешение 0.01 нТл и абсолютную точность 0.2 нТл при температурном режиме от $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $+55\text{ }^{\circ}\text{C}$, быструю скорость регистрации данных [Руководство GSM-19 v7.0 ..., 2007]. Один прибор использовался для проведения рядовых измерений на площади, а другой в качестве магнитовариационной станции. Интервал между измерениями на магнитовариационной станции составлял 20 с, что позволило

детально охарактеризовать суточные вариации магнитного поля. Для увеличения скорости съёмки и как следствие площади измерений оператор с магнитометром буксировался за снегоходом на лыжах (рис. 3.2.). Измерения выполнялись в ручном режиме, с временным интервалом 6 с, средняя скорость движения снегохода составила 5-10 км/ч. Высота магниточувствительного датчика составляла 2.2 м, что снизило влияние содержащегося металла в лыжах и ботинках до $\pm 2-3$ нТл (рис. 3.3.). Буксировка осуществлялась капроновым канатом на расстоянии 10 м, тем самым, исключая влияние помех, создаваемых снегоходом. 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. Было выполнено 15500 рядовых замеров индукции магнитного поля на территории 13 км², среднеквадратическая погрешность съёмки составила ± 19 нТл (рис. 3.4.).

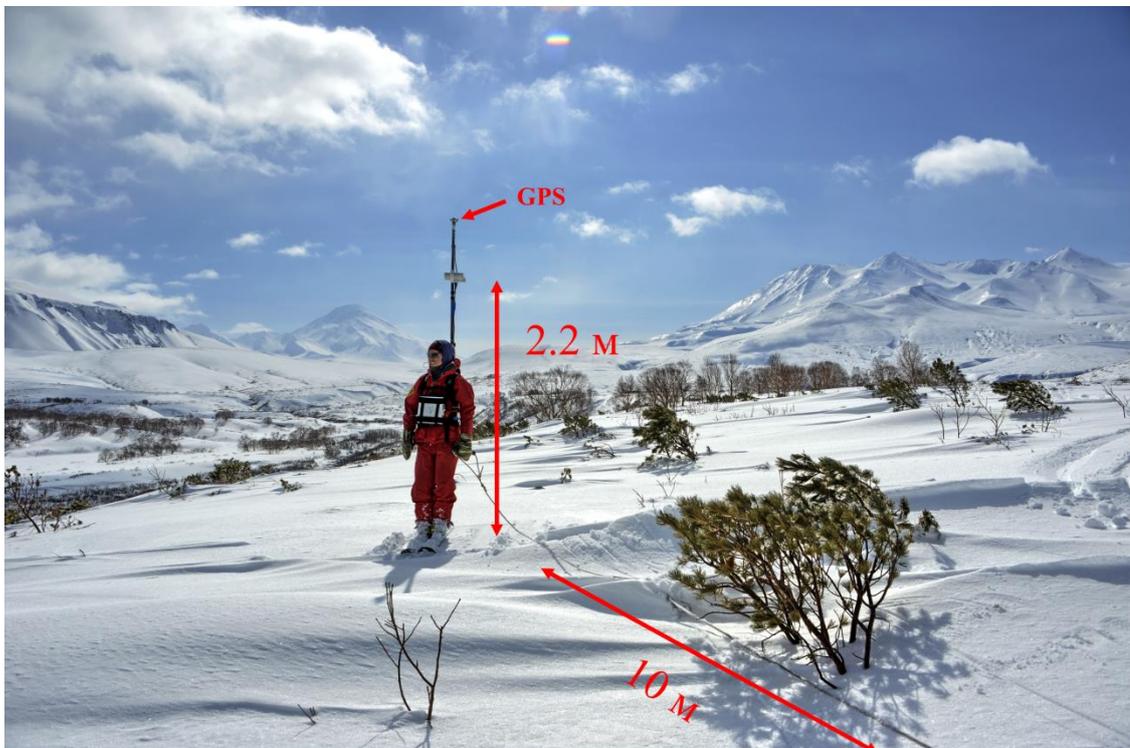


Рис. 3.3. Весенние магнитометрические исследования на Паужетском геотермальном месторождении. На заднем плане слева влк. Камбальный, справа влк. Кошелева. Фото: А.В. Сокоренко, 2014 г.

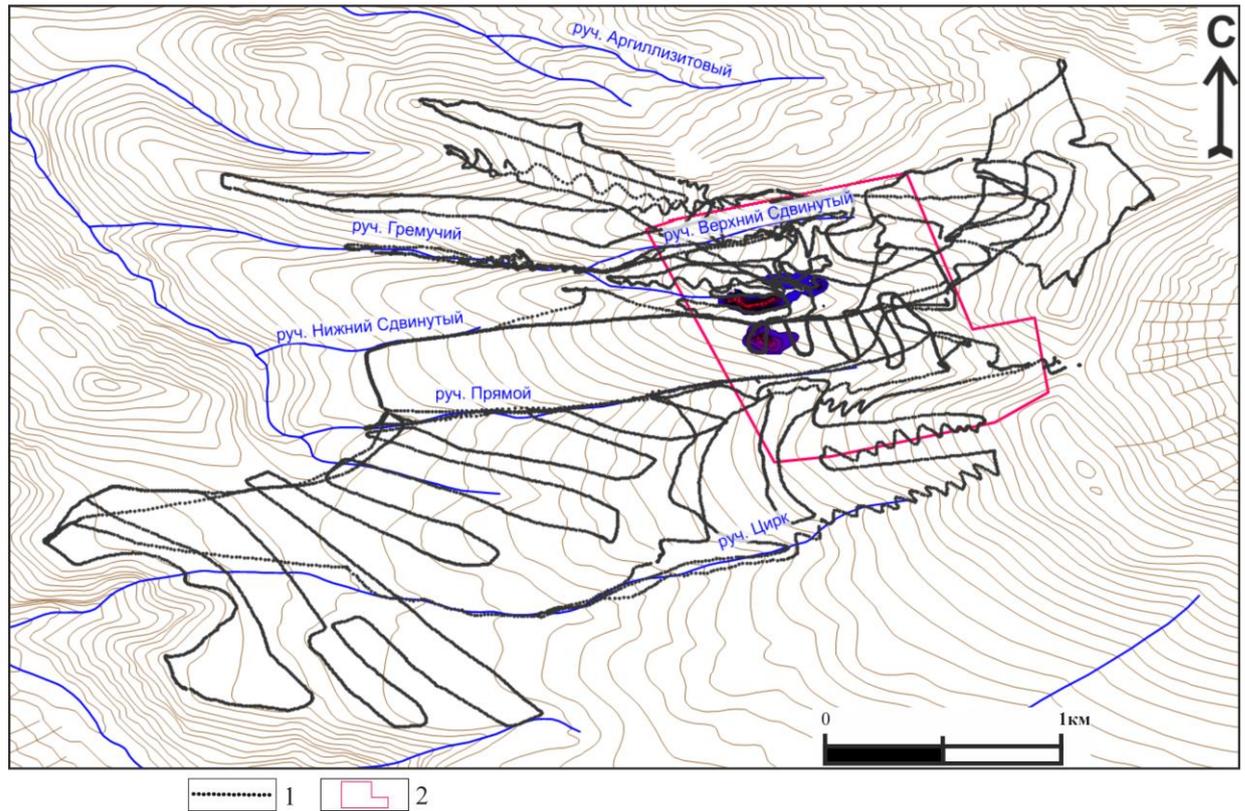


Рис. 3.4. Схема магнитометрических исследований на Нижне-Кошелевском геотермальном месторождении. 1 - пикеты магнитной съемки в 2015 г; 2 - площадь магнитной съемки в 2010-2011гг.

По такой же методике была выполнена площадная магнитная съемка **на Паужетском геотермальном месторождении** (10784 рядовых измерений) на площади 11 км² в марте 2014 г (**рис. 3.5.**). [Нуждаев, Феофилактов, 2014]. Среднеквадратическая погрешность съемки для Паужетского месторождения составила ± 18 нТл. Такая высокая среднеквадратичная погрешность съемки в большей части связана с отсутствием реперных точек и не возможностью повторить замер индукции магнитного поля в одном и том же пункте при движении за снегоходом, а любой смещение на 50 см и более, в условиях высоко градиентного поля, приводит к отклонениям на десятки - сотни нТл.

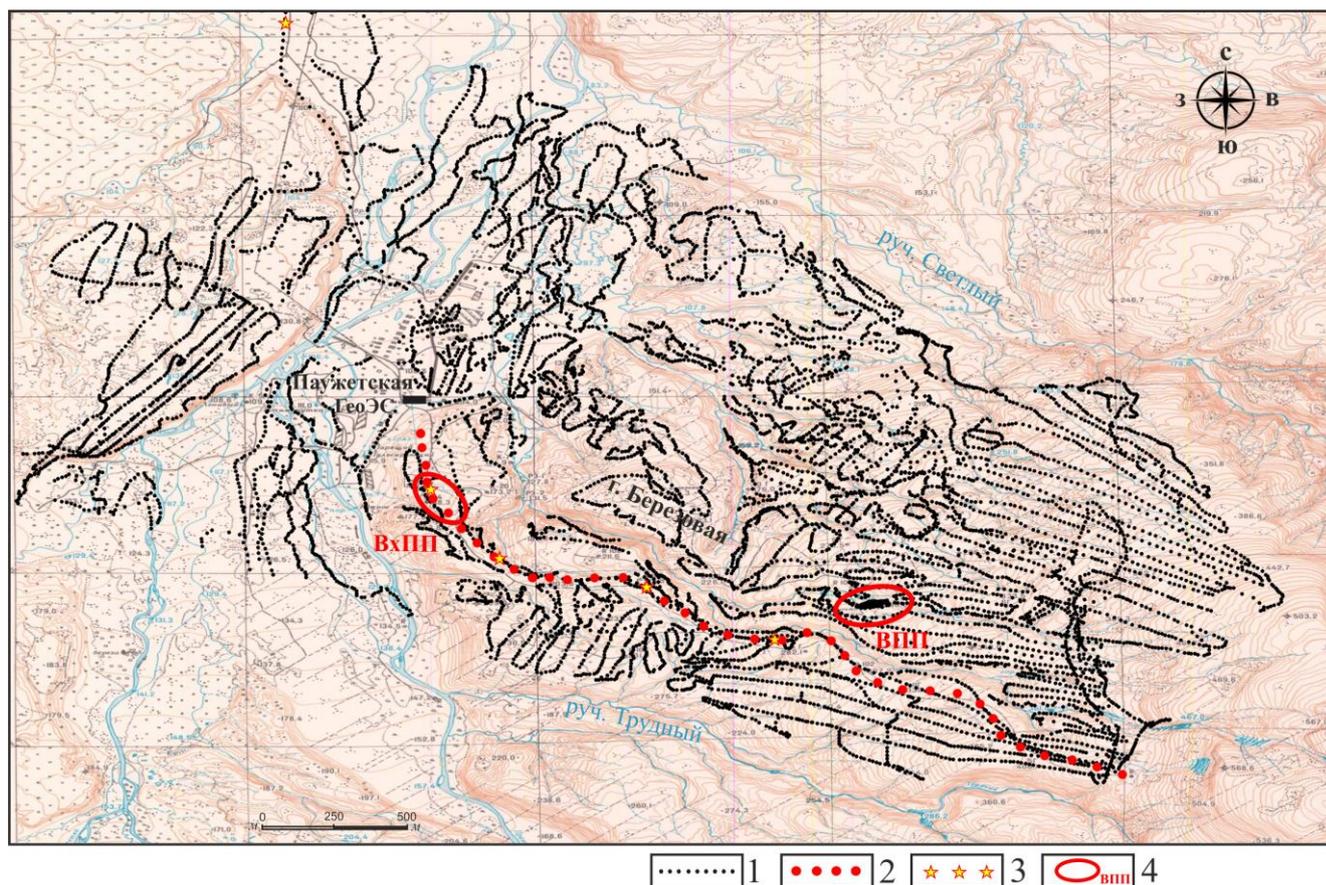


Рис. 3.5. Схема геофизических исследований на Паужетском геотермальном месторождении. 1 – пикеты магнитной съемки; 2 – пункты ВЭЗ с разносами питающей линии 1 км; 3 – пункты ВЭЗ с разносами питающей линии 3 км; 4 – основные термальные поля; ВхПП – Верхне-Паужетское, ВПП – Восточно-Паужетское.

Детальная пешеходная наземная магнитная съемка выполнена для Восточно-Паужетского термального поля двумя магнитометрами GSM-19W. Один прибор использовался в качестве магнитовариационной станции, вторым проводились рядовые измерения. Профили располагались вкрест простирания т/п, расстояние между профилями - 10 м, шаг измерений - 2 м (**рис. 3.6.**). Вдоль простирания т/п, перпендикулярно основной сети, выделен опорный профиль, на котором проводились измерения каждые 2 часа. В центральной части т/п (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, среднеквадратичная погрешность съемки = ± 11.5 нТл.

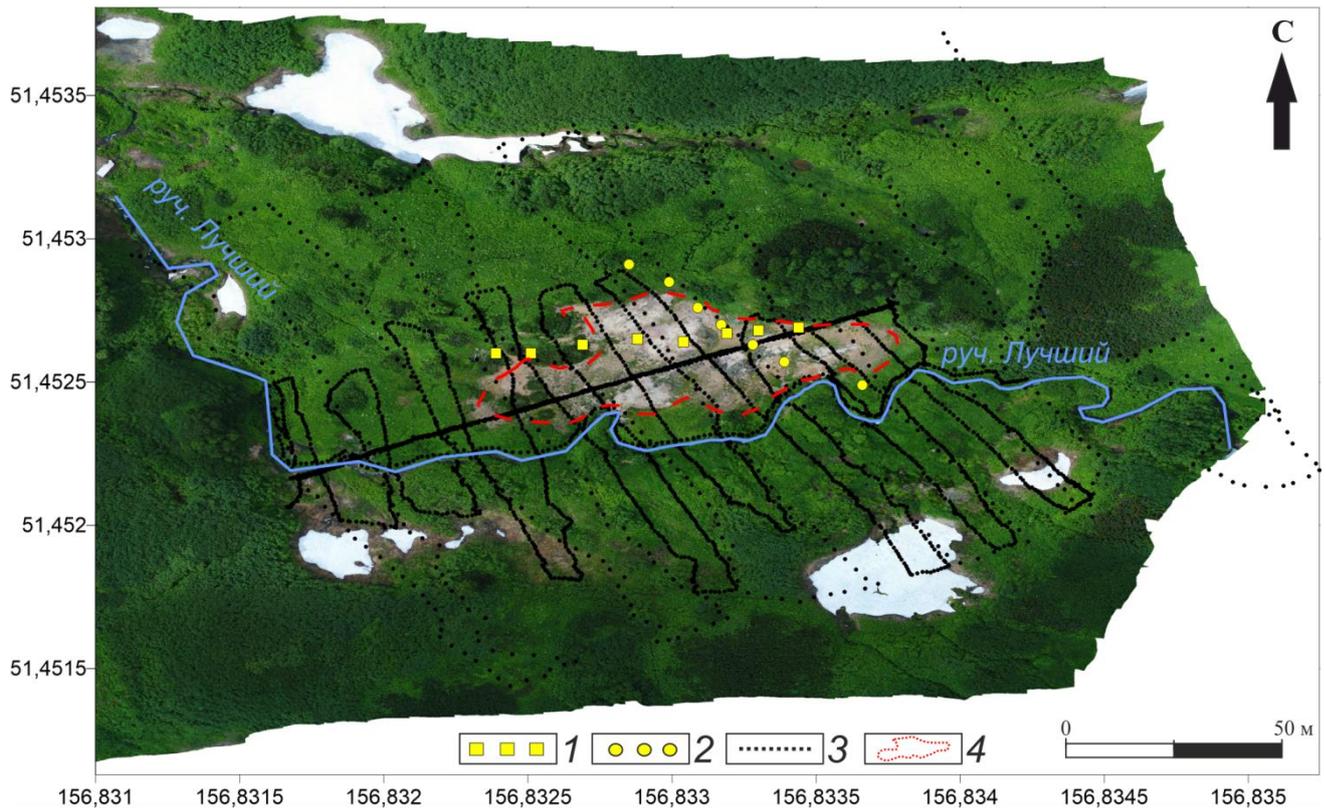


Рис. 3.6. Схема геофизических исследований на площади Восточно-Паужетского термального поля. 1 – гравиметрический профиль запад-восток; 2 – гравиметрический профиль северо-запад – юго-восток; 3 – пикеты пешеходной магнитной съемки; 4 – наиболее прогретая часть т/п, выделенная по отсутствию растительности и примерно совпадающая с 20-градусной изотермой на глубине 1 м.

Магнитная съемка в районе **южной группы термальных полей Камбального вулканического хребта** выполнялась одним магнитометром GEM GSM-19W в два летних полевых сезона. В 2017 г. исследования проводились на площади Южно-Камбального Центрального (ЮКЦ) термального поля шаг измерений 5 м, расстояние между профилями 25 м, в 2018 г. - на площади Ближнего (ЮКБ) и Дальнего (ЮКД) термальных полей $5 \times 100-150$ м. Съемку можно отнести к рекогносцировочным работам с целью составления карты магнитных аномалий ΔT_a этого участка Камбального хребта. Всего выполнено 14500 рядовых замеров на территории 2.5 км^2 , среднеквадратическая погрешность съемки составила ± 6 нТл (**рис. 3.7.**). В связи с удаленностью южной группы т/п от дорожной сети и необходимостью нести всю аппаратуру на себе в рюкзаках, второй магнитометр взять с собой было невозможно. Для отслеживания суточных

вариаций магнитного поля использовались данные с геофизической обсерватории «Паратунка» ИКИР ДВО РАН.

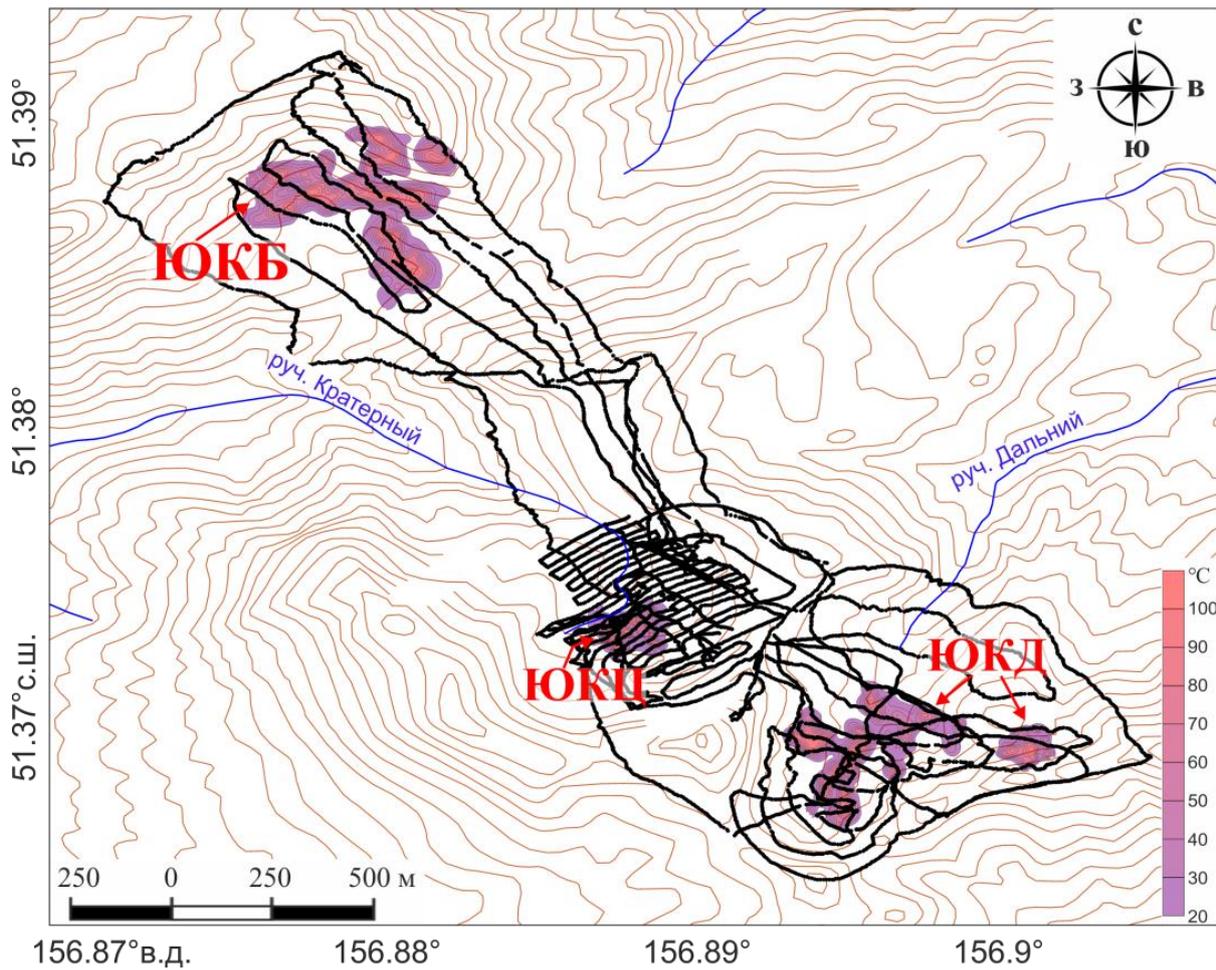


Рис. 3.7. Схема магнитометрических исследований на площади Южно-Камбальной группы термальных полей. Черным цветом пикеты магнитной съемки в 2017-2018 гг.

При использовании международной модели главного магнитного поля Земли IGRF-13 уровень нормального магнитного поля (T_n) для координат Паужетско-Камбально-Кошелевского района составляет 51500-51600 нТл. Но эта общая модель для всей Земли и не учитывает особенностей района исследований в данном случае гидротермально-метасоматических преобразований горных пород, которые снижают значения магнитной индукции. Для расчетов T_n использовалась медиана всех значений полученных при наземной съемке на каждом объекте. Для Нижне-Кошелевского геотермального месторождения T_n составила 51013 нТл; для Паужетского месторождения – 50897 нТл; а для южной группы Камбальных термальных полей – 50303 нТл. Таким образом ΔT_a рассчитывалось по формуле:

$$\Delta T_a = T_{\text{набл}} + \Delta T_{\text{вар}} - T_n,$$

где $T_{\text{набл}}$ – наблюдаемое значение; $\Delta T_{\text{вар}}$ – суточная вариация; T_n – нормальное поле, медианное значение для каждого района исследований.

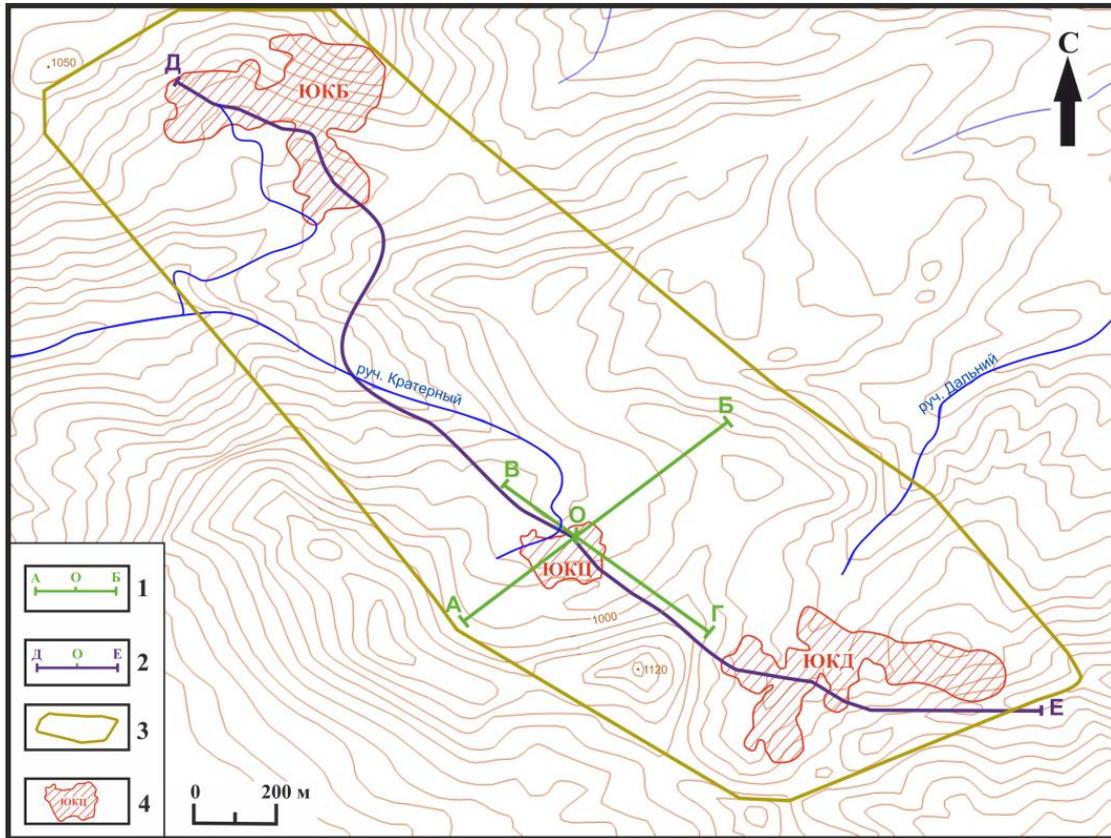


Рис. 3.8. Схема расположения геофизических исследований, профили и пункты зондирования. 1 – Профиль ВЭЗ и гравirazведочных исследований для площади ЮКЦ; 2 – Профиль ВЭЗ через южную группу Камбальных термальных полей; 3 – граница площадной магнитной съемки и капнаметрии; 4 – Площадь термальных полей по 20°C изотерме.

Капнаметрия выполнялась совместно с магнитной съемкой на площади южной группы термальных полей Камбального вулканического хребта. Были выбраны кондиционные обнажения пород, произведен замер в трех плоскостях и взято среднее значение. Съемка выполнялась капнаметром КТ-6 (SatisGeo, Чехия), магнитная восприимчивость измерена в 55 пунктах.

3.3. Вертикальные электрические зондирования

Вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ) проводились симметричной четырехэлектродной расстановкой Шлюмберже (AMNB). Максимальный полуразнос питающей линии (AB/2) изменялся в пределах 200-450 м. На каждом пункте проведено от 15 до 18 измерений, что позволило получить

детальные кривые зондирования. На площади Нижне-Кошелевского геотермального месторождения и Паужетской гидротермальной системы использовалась современная электроразведочная аппаратура: многофункциональный измеритель МЭРИ-24 (ООО «Северо-Запад», Россия), электроразведочный генератор ВП-1000 (ООО «Элгео», Россия), инверторный генератор Yamaha EF2000iS. Камеральная обработка всех данных проведена в специализированном программном пакете IPI2win (ООО «Геотех», Россия). Точность всех измерений $\leq 3\%$ по одному пункту зондирования. Значение невязки между теоретической и практической кривыми ВЭЗ $\leq 5\%$.

На Нижне-Кошелевском месторождении выполнено 27 точек зондирования по двум пересекающимся профилям СВ-ЮВ и 3-В простирания. Профиля проходили через основную и новообразованную геотермальные аномалии (рис. 3.9).

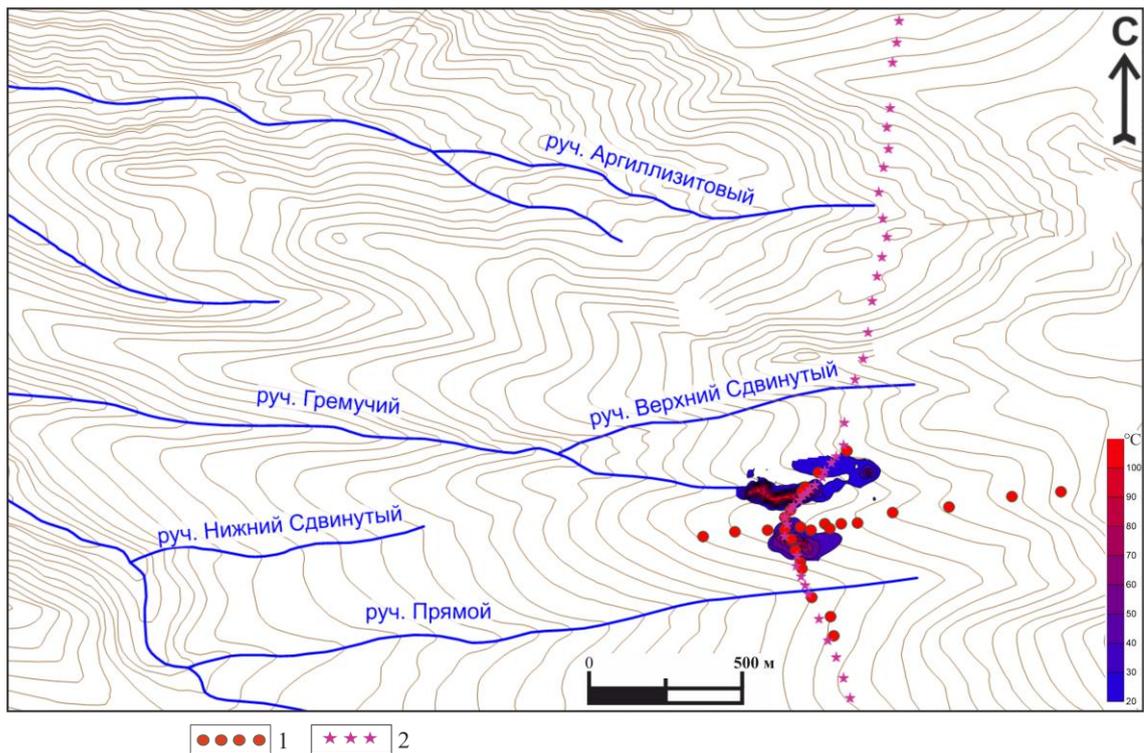


Рис. 3.9. Схема дополнительных геофизических исследований на площади Нижне-Кошелевского геотермального месторождения. 1 – пикеты ВЭЗ; 2 – пикеты ММЗ и секущий магнитометрический профиль АБ.

На площади Паужетской гидротермальной системы зондирования выполнены в 43 точках с нерегулярным шагом по профилю с северо-запада на

юго-восток (**рис. 3.5.**). На каждом пункте проведено от 15 до 17 измерений, что позволило получить детальные кривые зондирования. При этом 5 пунктов ВЭЗ выполнено с максимальным разносом $AB/2 = 1500$ м. Питающие линии располагались по направлению профиля.

Зондирования на площади ЮКЦ проведены в 16 пунктах по двум взаимно перпендикулярным профилям: А-О-Б с юго-запада на северо-восток и В-О-Г с северо-запада на юго-восток; длина составила 840 м и 465 м, соответственно. Расстояния между пикетами на термальной площадке составили 50 м, за ее пределами порядка 100 м. Также ВЭЗ выполнены в 30 пунктах по секущему профилю через всю Южно-Камбальную группу: Д-О-Е длиной 3070 м (**рис. 3.8.**). Использовалась аппаратура: многофункциональный измеритель МЭРИ-24 и электроразведочный генератор АСТРА-100 (ООО «Северо-Запад», Россия).

3.4. Гравиразведка

Гравиметрическая съемка проводилась на площади Восточного Паужетского термального поля (ВПП) автоматическим микропроцессорным гравиметром CG-5 Autograv (Scintrex, Канада) [Феофилактов и др., 2017]. Диапазон измерений прибора > 7000 мГал, а разрешающая способность при снятии показаний = 0.001 мГал. Пройдено два ортогональных профиля, общее количество точек = 15, шаг по профилям = 10 м (**рис. 3.6.**). Контрольные измерения выполнены в количестве 25% (4 точки), среднеквадратическая погрешность = 0.005 мГал.

Геодезическое обеспечение осуществлялось двумя GPS станциями Leica GR 10 с антеннами AR 10. Одна станция использовалась как базовая, другая перемещалась по профилям. Время записи на точках ≥ 15 мин. Для всех профилей получены каталоги координат и высот. Точность определения высот = 3-7 см.

Гравиразведка на площади ЮКЦ проведена с использованием той же аппаратуры и по аналогичной методике. Гравиметрические наблюдения выполнены в 23 пунктах по профилю А-О-Б длиной 930 м и в 19 пунктах по профилю В-О-Г длиной 715 м (**рис. 3.8.**). Точность определения координат

пунктов исследования в плане составляла 0.04 м, по высоте 0.05 м. Поправка за влияние рельефа местности вводилась во все наблюдаемые значения g_n , максимальное значение 1.006 мГал, минимальное 0.18 мГал, среднее для всей съемки 0.4 мГал.

3.5. Исследования методом микросейсмического зондирования

Метод микросейсмического зондирования (ММЗ) основан на регистрации и спектральном анализе фундаментальной моды волн Релея в составе естественных микросейсм. Информативным параметром является искажение амплитудного поля при взаимодействии со скоростными неоднородностями. Форма и глубина залегания неоднородности оценивается по распределению искажения на поверхности и частоте, на которой это искажение проявляется. На поверхности Земли над высокоскоростными неоднородностями спектральные амплитуды в определенном частотном диапазоне уменьшаются, а над низкоскоростными – возрастают [Горбатиков и др., 2008]. ММЗ позволяет изучать разрез земной коры и устанавливать пространственное положение аномальных зон даже в сложных сейсмогеологических условиях, флюидонасыщенных областях, вулканотектонических депрессиях [Кугаенко и др., 2010; Рычагов и др., 2018]. В 2012 г. на площади Нижне-Кошелевского геотермального месторождения ММЗ выполнялось по профилю С-Ю длиной 3.8 км, пересекающему выделенные ранее основные геологические структуры этого района (**рис. 3.9**). Использовалось 5 портативных цифровых широкополосных сейсмометров Guralp CMG-6TD ($f=0.033-50$ Гц), два из которых были опорными для устранения эффекта нестационарности зондирующего микросейсмического сигнала.

Глава 4. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ, АНАЛИЗ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

4.1. Паужетское геотермальное месторождение

На основании обобщения материалов нескольких этапов магнитометрических исследований Паужетского геотермального месторождения построена карта аномального магнитного поля ΔT_a (рис. 4.1.) На карте выделяются две крупные области: Западная и Восточная. Западная область характеризуется спокойным слабо отрицательным магнитным полем с интенсивностью аномалий от -400 до 400 нТл. Восточная область отличается широким интервалом значений ΔT_a : от -900 до 1100 нТл и дробным характером аномальных участков - выделяется множество мелких изометричных в плане отрицательных аномалий. Западная и восточная области четко разделяются друг от друга полосой, включающей серию мелких отрицательных аномалий высокой интенсивности магнитного поля. Отметим, что эта полоса проходит параллельно дуговой зоне тектонических нарушений, выделяемой на схематической геологической карте (см. рис. 2.3.), и, по-видимому, может трассировать скрытую разгрузку термальных вод.

Западная и Восточная области отличаются геологическим строением территории. Западная область расположена в поле развития вулканогенно-осадочных пород паужетской свиты и лав дацитового состава, и распространяется на структуру Паужетского грабена. Здесь выделяются отдельные крупные экструзии дацитов (Березовая, по [Белоусов, 1978]) и предполагается наличие на некоторой глубине субвулканических тел среднего-основного состава [Структура ..., 1993; Феофилактов и др., 2020б]. Восточная область перекрывает, в основном, андезиты и андезибазальты Камбального хребта (породы заключительного магматического этапа формирования этой структуры). По данным бурения разведочных скважин (R-102, R-107 и др.) на этом участке месторождения на

небольшой глубине (десятки и первые сотни метров) залегают субпластовые и субвертикальные тела дацитов, риолитов и андезибазальтов.

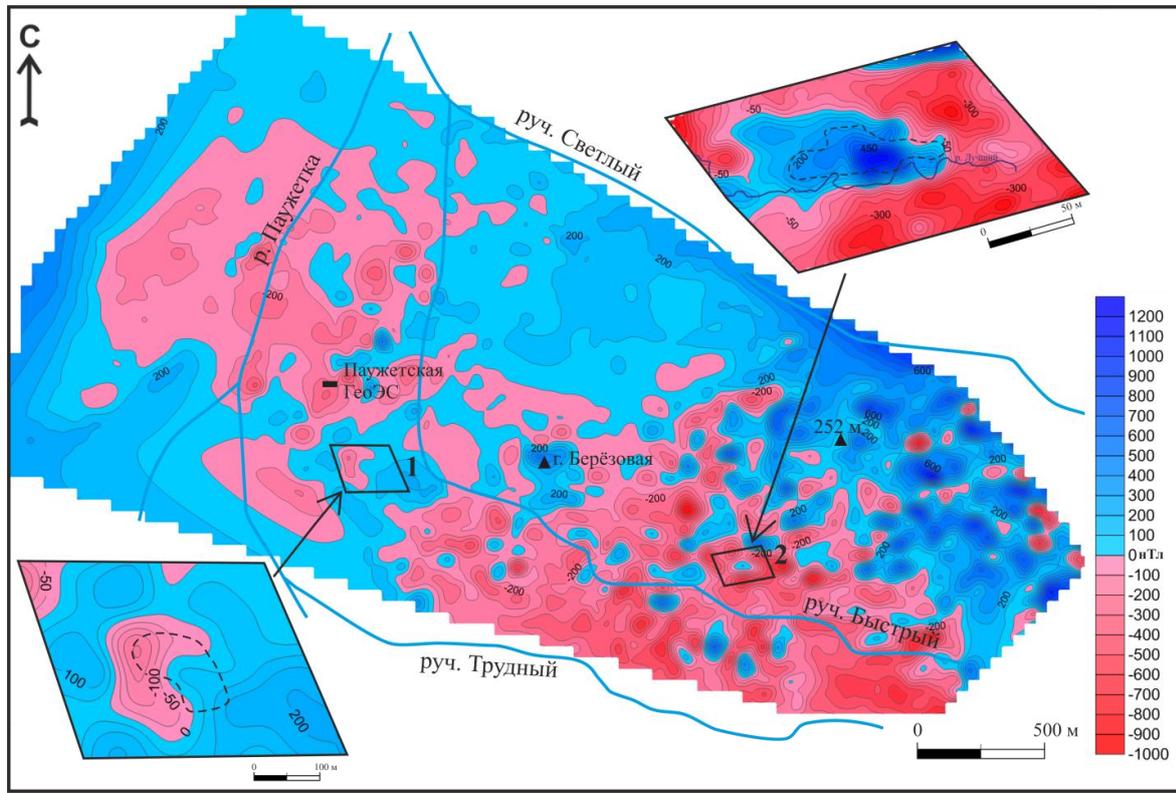


Рис.4.1. Карта аномалий магнитного поля ΔT_a для Паужетского месторождения [Нуждаев и др., 2023]. Врезка вверху аномалии магнитного поля для Восточно-Паужетского т.п.; врезка внизу она же для Верхне-Паужетского т.п. Пунктирной линией показана граница т.п. по 20°C изотерме.

Сопоставление карты аномального магнитного поля ΔT_a с схематической геологической картой Паужетского месторождения (**рис. 4.3.**) позволяет отметить следующее. Слабо дифференцированное отрицательное магнитное поле Западной области, вероятно, обусловлено проявлением в этой части гидротермальной системы разгрузки латерального потока и преобладанием пород кислого состава, содержащих мало ферромагнитных минералов и более подверженных гидротермальным изменениям, по сравнению с андезитами и андезибазальтами Камбального хребта. Характерна приуроченность отрицательных магнитных аномалий к границам или пересечениям кольцевых структур, контролирующей разгрузку восходящих термальных вод или смешанных гидротерм с метеорными водами. В этом плане также обращает на себя внимание экструзия Берёзовая и борт (тектоническое нарушение сбросового типа) Паужетского грабена. Центральная

часть экструзии характеризуется интенсивной аномалией положительных значений ΔT_a , а по периферии вмещающей ее субкольцевой структуры располагаются отрицательные аномалии магнитного поля. Такой характер индукции магнитного поля может свидетельствовать об отсутствии гидротермальных изменений пород (дацитов) центральной части экструзии, и в то же время - об интенсивном изменении ее краевых частей вследствие фильтрации термальных и метеорных вод по зонам тектонических нарушений, выделяемых на схематической геологической карте. Проницаемость борта грабена для восходящих термальных вод отмечалась нами ранее на основании выделения субвертикальных зон поглощения сейсмических волн по данным низкочастотного сейсмического зондирования [Феофилактов и др., 2020б]. Восточная область карты характеризуется наличием большого числа локальных изометричной формы отрицательных аномалий ΔT_a , к одной из которых приурочено Восточно-Паужетское термальное поле (рис.4.2). Однако в центральной части термального поля выделяется положительная магнитная аномалия со значениями ΔT_a до 690 нТл.

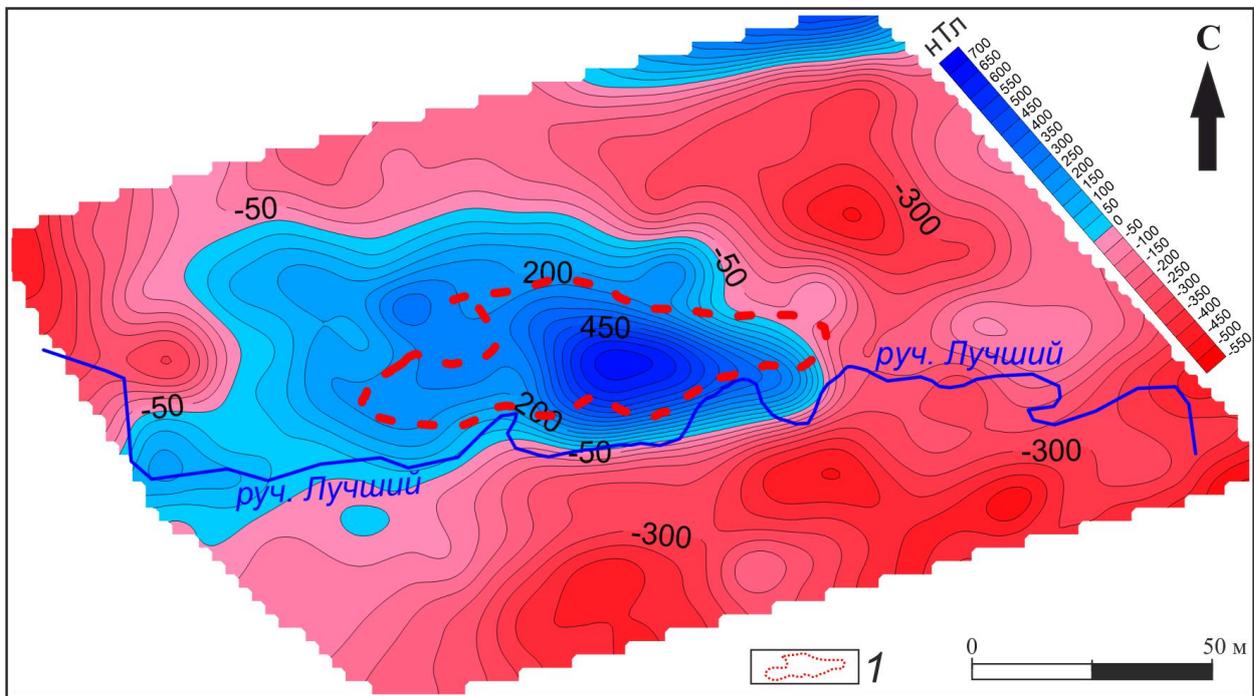


Рис.4.2. Карта аномалий магнитного поля ΔT_a для Восточно-Паужетского термального поля [Феофилактов и др., 2017]. 1 – наиболее прогретая часть т/п, выделенная по отсутствию растительности и примерно совпадающая с 20 °С изотермой на глубине 1 м.

В данном случае положительная магнитная аномалия в центре термального поля может свидетельствовать в пользу наличия на небольшой глубине субинтрузивного тела основного или среднего состава, кровля которого приближена к дневной поверхности. Для интерпретации положительной магнитной аномалии были построены графики по профилям С-Ю. Обратная задача решалась методом касательных и характерных точек [Гершанок, 2006]. Асимметрия графиков свидетельствует о наклонном залегании аномалообразующего объекта (субинтрузивного 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 глубин 13-23 м, а мощность не превышает 200 м. Породы таких тел, обладающие кристаллической структурой, менее подвержены гидротермальным изменениям, чем вмещающие их лавы или туфы. Вероятно, с внедрением этого тела может быть связано и образование относительно поднятого блока вмещающих пород (рис. 4.3.) и, соответственно, самого Восточно-Паужетского т/п. Обширная область отрицательных значений ΔT_a вокруг этой аномалии может указывать на наличие скрытой разгрузки гидротермальных растворов, приуроченной к эндо-экзоконтактной зоне субинтрузивного тела.

Помимо отмеченных выше особенностей аномального магнитного поля Паужетского геотермального месторождения и объяснения возможной природы выделенных положительных и отрицательных аномалий, необходимо обратить внимание на следующее общее положение. Центральная часть месторождения (геотермальный резервуар, выделенный по результатам эксплуатации месторождения на период до 2006 г.) находится в области пониженных значений индукции магнитного поля (рис. 4.4). Отдельные крупные положительные аномалии поля ΔT_a характеризуют границы тектонических блоков и подтверждают наличие достаточно мощных субвулканических тел. В частности, одно такое тело дацитового состава вскрыто скважиной R-107 на данном геологическом разрезе.

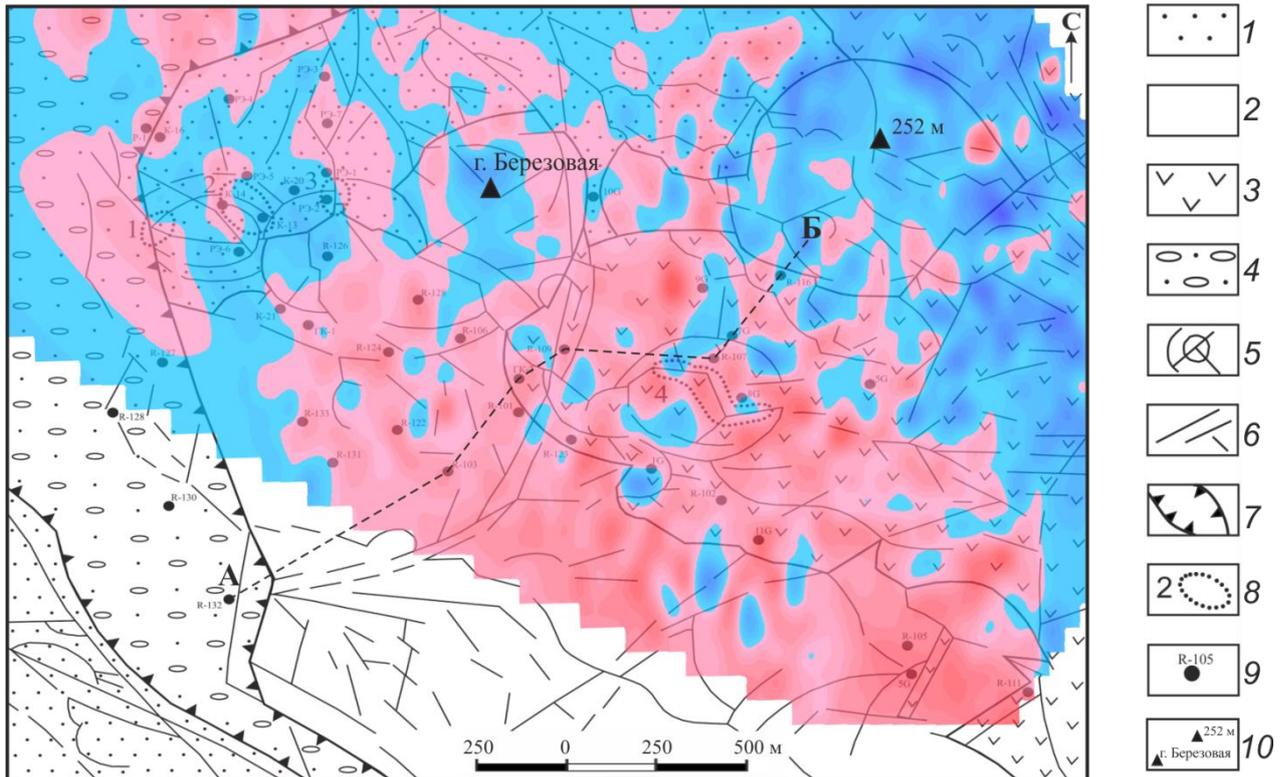


Рис. 4.3. Карта аномального магнитного поля ΔT_a , наложенная на геологическую основу Паужетского месторождения [Нуждаев и др., 2023]. 1 – туффи́ты и туфы верхнепаужетской подсвиты верхний неоген-нижнечетвертичного возраста; 2 – лаво-экструзивный комплекс пород кислого состава среднечетвертичного возраста; 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; 10 – отметки высот. А - Б - линия геологического разреза.

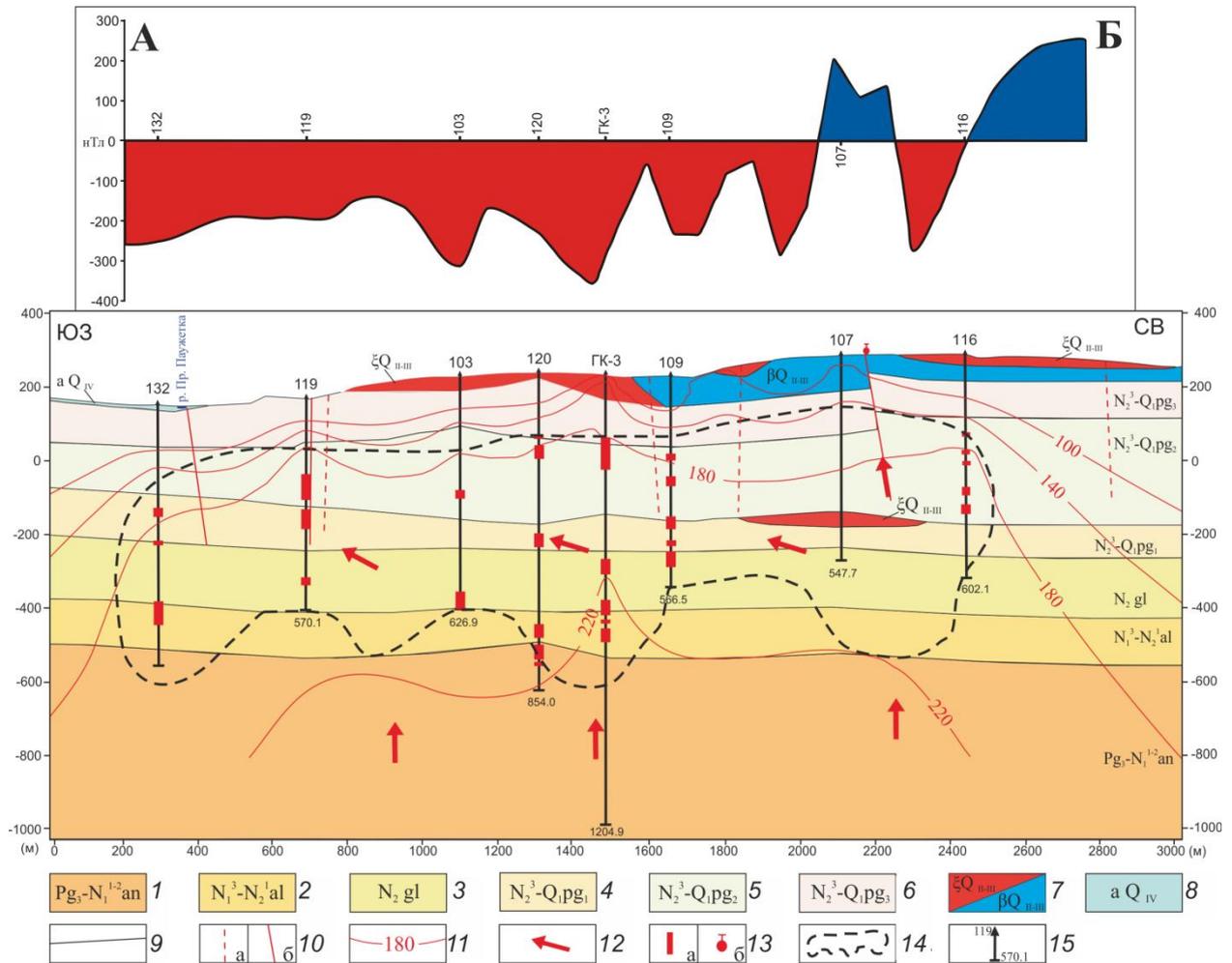


Рис. 4.4. График распределения значений ΔT_a по профилю А-Б, согласованный с геолого-гидрологическим разрезом Паужетского геотермального месторождения [Асаулова, 2006] [Нуждаев и др., 2023]. 1 – относительно водоносный теплопроводящий комплекс олигоцен-миоценовых вулканогенно-осадочных отложений анавгайской серии ($Pg_3 - N_1^{1-2}an$): вулканомиктовые песчаники, гравелиты, алевролиты; 2 – водоносные зоны алнейской серии ($N_1^3-N_2^1al$): агломератовые туфы и туфы основного состава, лавы андезибазальтов; 3 – водоносные зоны голыгинского горизонта ($N_2 gl$): спекшиевые туфы дацитового состава; 4 – водоносный горизонт нижнепаужетской подсвиты ($N_2^3-Q_1pg_1$): туфобрекчии, лавы андезитов; 5 – водоносный горизонт среднепаужетской подсвиты ($N_2^3-Q_1pg_2$): псефитовые и псаммитовые туфы, туфобрекчии дацитового состава; 6 – относительно водоупорный горизонт верхнеплейстоценовых вулканогенных, реже вулканогенно-осадочных отложений верхнепаужетской подсвиты ($N_2^3-Q_1pg_3$): алевролиты, пепловые псаммитовые туфы, туффиты; 7 – водоносные зоны средне-верхнеплейстоценовых лаво-экструзивного и лавового комплексов (ξQ_{II-III} ; βQ_{II-III}): дациты, андезидациты, андезиты, андезибазальты, лавобрекчии; 8 – водоносный горизонт голоценовых аллювиальных отложений ($a Q_{IV}$): валунно-галечные отложения; 9 – границы гидрогеологических подразделений; 10 – водоносные тектонические нарушения: а) предполагаемые, б) установленные; 11 – изотерма в $^{\circ}C$; 12 – направление потоков теплоносителя; 13 – а) интервал водопритока в скважину, б) Восточно-Паужетское термальное поле; 14 – контур геотермального резервуара по результатам моделирования (по состоянию на сентябрь 2006 г.) 15 – скважина на разрезе (цифры: вверху – номер, внизу – глубина, м).

В результате **гравиметрических исследований** получены графики аномального гравитационного поля в редукции Буге [Феофилактов и др., 2017]. 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 фондовых материалов. Наименьшая корреляция наблюдается при плотности 2.0 г/см³, что обусловило выбор этого значения. При анализе полученных графиков мы предположили, что тело, создающее гравитационную аномалию, имеет правильную форму: это вертикальный материальный стержень.

По данным [Зайцев, 1970] остаточная намагниченность пород в районе термального поля изменяется от 0 до 6 А/м, магнитная восприимчивость - 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. Модель основана на анализе графиков магнитной индукции (в связи с максимальной представительностью этих данных), а по графикам гравитационного поля получены приближенные оценки распределения плотности пород. Модель по профилю 3-В состоит из 6 блоков, по профилю СЗ-ЮВ – 5 блоков (рис. 4.5).

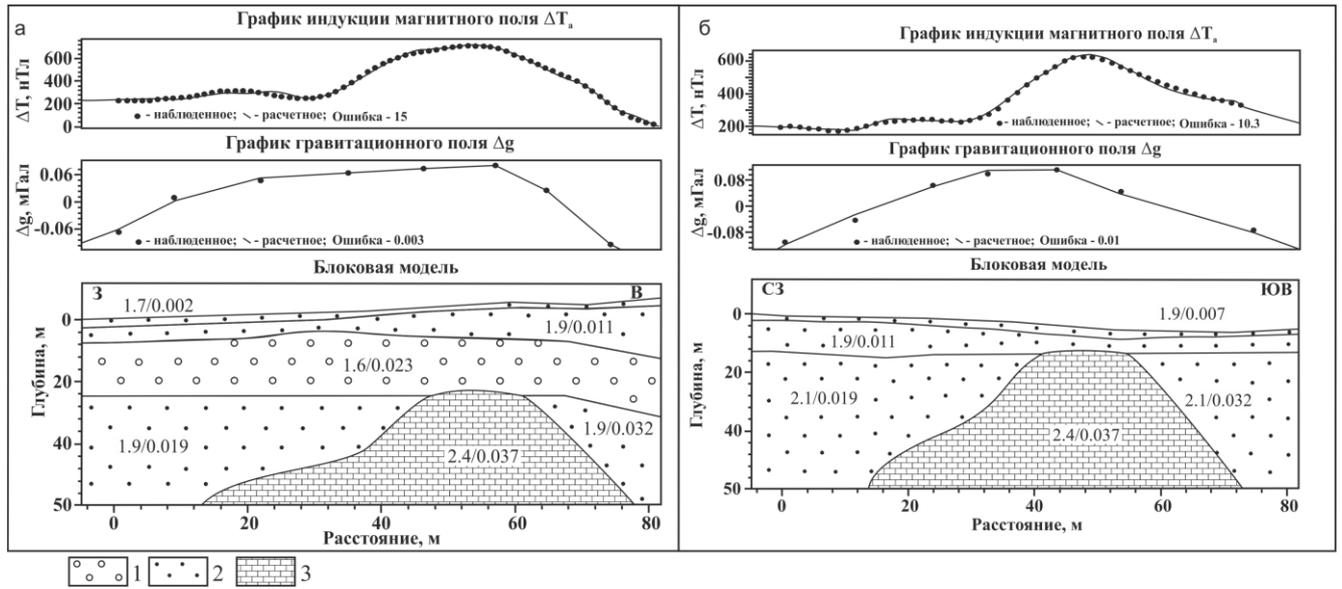


Рис. 4.5. Модель структуры Восточно-Паужетского т/п, построенная на основании гравиразведочных, магниторазведочных и литологических данных [Феофилактов и др., 2017]: а – по меридиональному, б – по широтному профилям (см. рис. 3.б.). 1 – группа блоков с плотностью 1.6 г/см^3 , 2 – то же, $1.7\text{-}2.1 \text{ г/см}^3$, 3 – то же, 2.4 г/см^3 . 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. 4.5.а). Верхний слой имеет плотность 1.7 г/см^3 , магнитную восприимчивость 0.002 СИ ; для данного слоя в процессе моделирования не использовалась остаточная намагниченность. Слой совпадает с слоями «а» и «б» 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/см^3 , магнитную восприимчивость 0.011 СИ , остаточную намагниченность 0.051 А/м . Данная группа блоков характеризует, по-видимому, парогазонасыщенную 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 .

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 полумаксимума 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 , 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 субинтрузивного 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. 4.5.6). Верхний слой имеет плотность 1.9 г/см^3 , магнитную восприимчивость 0.007 СИ и соответствуют 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 $5-11 \text{ м}$. Средняя ширина тела около 30 м , в Ю-В части профиля отмечается крутопадающая граница, в С-З - 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.

По результатам **вертикальных электрических зондирований** получены кривые распределения кажущегося электрического сопротивления (ρ_k) относятся к типу «Н-НК» (**рис. 4.6. врезка**). Приповерхностные горизонты геологического разреза характеризуется высокими значениями ρ_k , на глубину электрическое сопротивление резко падает. Минимальные значения ρ_k достигаются на разносах $AB/2 = 150\text{-}300 \text{ м}$. В интервале разносов $AB/2 = 20\text{-}100 \text{ м}$ наблюдается перегиб кривых, который указывает на наличие промежуточного горизонта пород с повышенным значением сопротивлений, мощность и глубина которого варьирует по разрезу [Феофилактов и др., 2021].

Кривые зондирований 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. 4.6.**) 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 термальной разгрузки (ВхПП - **на рис. 4.6.**). 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 западной и центральной части профиля с выклиниванием к поверхности в районе ВхПП. В восточной части мощность увеличивается до 60 м. В геологическом разрезе горизонт отвечает аллювиальным отложениям Паужетского и Озерновского грабенов (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.

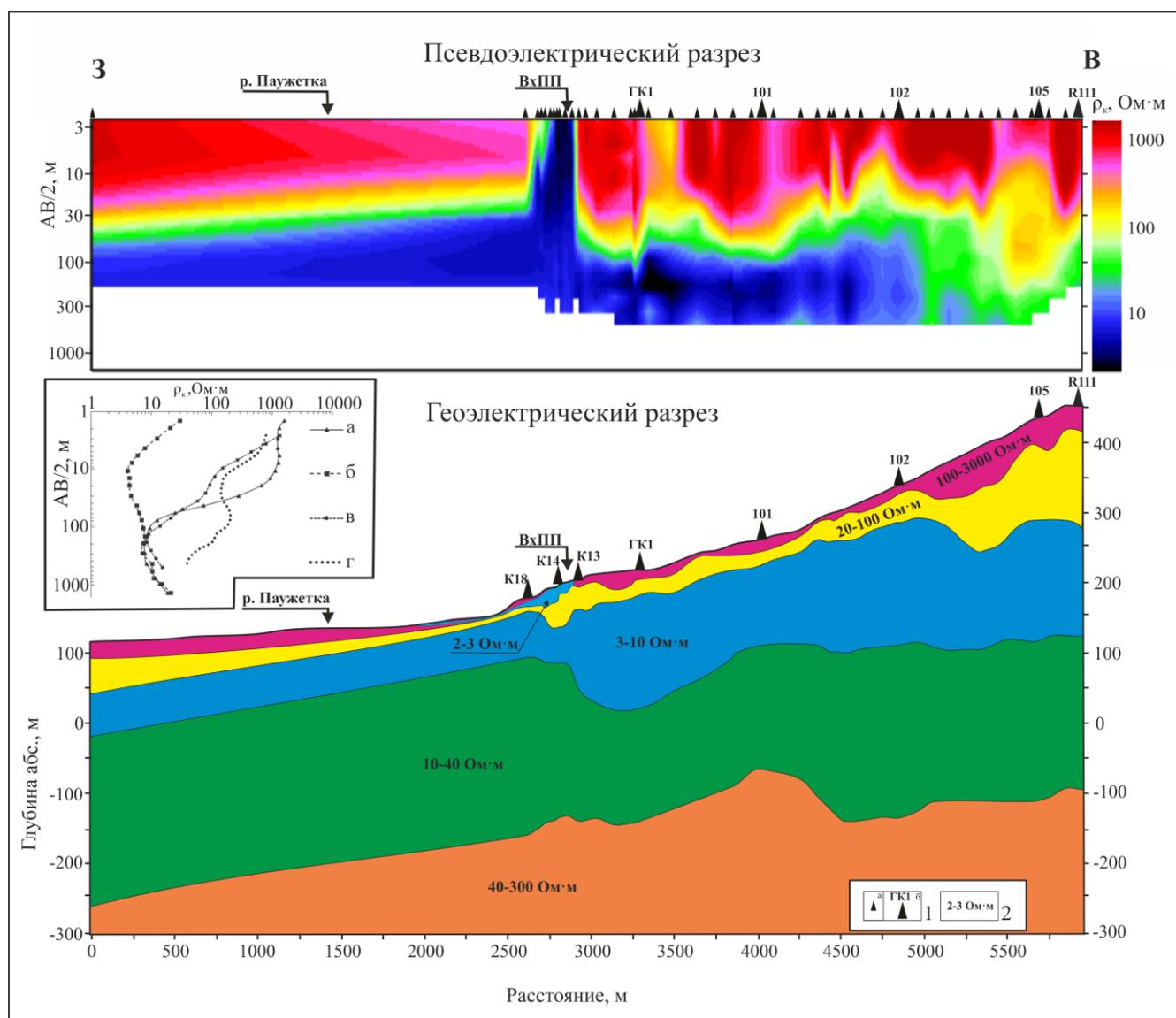


Рис. 4.6. Псевдо- и геоэлектрический разрезы района Паужетской гидротермальной системы по данным ВЭЗ [Феофилактов и др., 2021]. 1 – обозначение местоположения пунктов ВЭЗ (а) и скважин (б); 2 – значение удельного сопротивления слоя пород. Врезка: кривые ВЭЗ, характерные для различных участков профиля. а – кривая, соответствующая Западной части профиля (левая терраса р. Паужетка); б – участок естественной разгрузки парогидротерм

(ВхПП); в – кривая, типичная для всей площади геотермального месторождения (центральная часть профиля); г – кривая, характерная для Восточной части профиля.

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. 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 другими 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 восточной 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. Горизонт, в целом, соответствует толще плотных массивных голыгинских игнимбритов, являющихся промежуточным водоупором в структуре Паужетской гидротермальной системы.

В районе Верхне-Паужетского термального поля выделяется небольшая по размеру и мощности область (линза), характеризующаяся у.э.с. = 2-3 Ом·м. 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, 1990; Структура ..., 1993].

4.2. Нижне-Кошелёвское месторождение парогидротерм

По результатам магниторазведки 2010-2011 гг. была составлена карта аномального магнитного поля ΔT_a для центральной части Нижне-Кошелёвского геотермального месторождения (рис. 4.7.). Как известно, гидротермально измененные породы отличаются практически нулевой магнитной восприимчивостью. На этом основании с измененными породами связываются отрицательные аномалии ΔT_a - как линейные, так и площадные. Области с положительными значениями ΔT_a приурочены к неизменным и слабо гидротермально измененным высокомагнитным породам Кошелёвского

вулканического массива. На исследуемой площади выделены вытянутые в широтном направлении отрицательные аномалии ΔT_a : Северная (С), Центральная (Ц) и Южная (Ю).

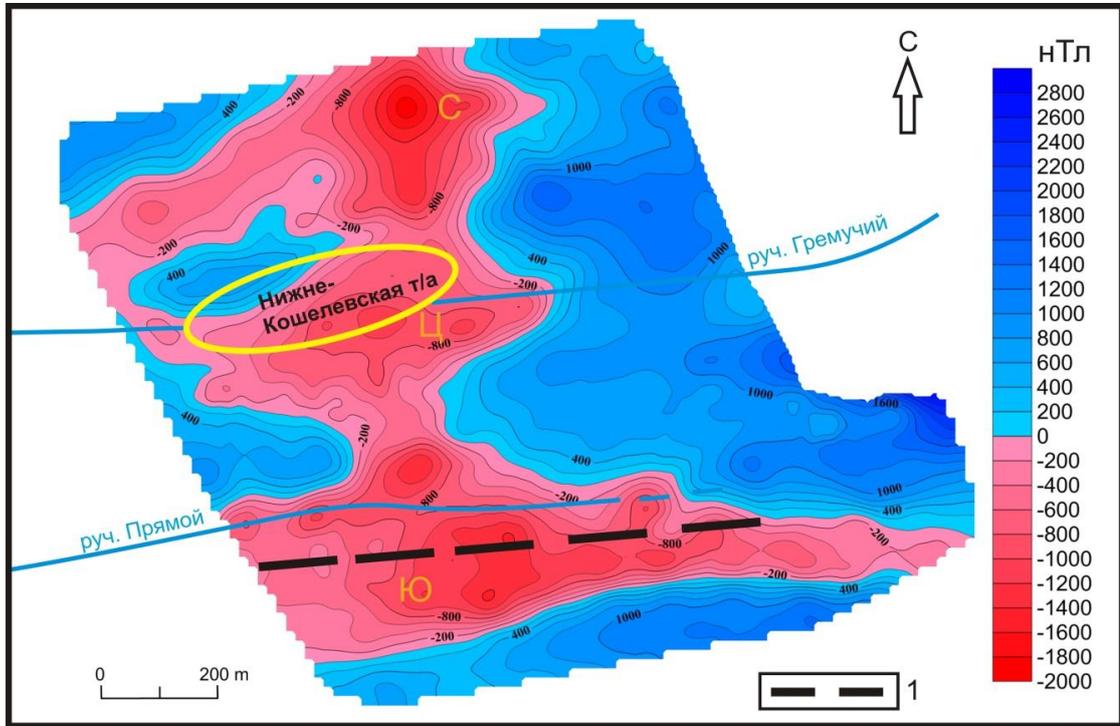


Рис. 4.7. Карта магнитных аномалий ΔT_a по данным съёмки 2010-2011 гг (Выполнена магнитометром ММП-203) [Нуждаев, Феофилактов, 2013].

Северная область отрицательных значений ΔT_a пространственно тяготеет к зоне разрывного тектонического нарушения (руч. Верхний Сдвинутый) и, возможно, связана с геотермальной структурой на глубине [Нуждаев, Феофилактов, 2013]. Эта область может быть перспективной для поиска сухого пара или перегретых гидротерм. Центральная аномалия распространяется в области разгрузки современных парогидротерм, где происходит активная аргиллизация пород и окисление магнитных фракций, Южная располагается по простиранию долины руч. Прямой. Ранее на основании геологической съёмки и региональных геофизических работ было показано, что руч. Прямой трассирует зону субширотного разлома [Писарева, 1987]. Выделенную здесь отрицательную магнитную аномалию может объяснить, выщелачивание из пород минералов, обладающих ферромагнитными свойствами (магнетит, титаномагнетит), в

процессе палеогидротермальной деятельности. В районе руч. Прямого не выявлено современных термальных источников, но по данным бурения установлены пропилитизированные породы и вторичные кварциты на глубине уже первые десятки метров от дневной поверхности [Поздеев, Нажалова, 2008].

По итогам магнитной съемки 2015 г. построена карта аномалий магнитного поля ΔT_a месторождения (рис. 4.8.а). Карта характеризуется контрастными значениями ΔT_a , от -2200 до 2000 нТл. В центральной части площади выделяются отрицательные аномалии: имеющие относительно изометричную форму и размеры в поперечнике ≥ 300 -500 м, а также линейные, вытянутые до 1-3 км. Все отрицательные аномалии практически объединены в единое неоднородное поле на фоне положительных значений ΔT_a .

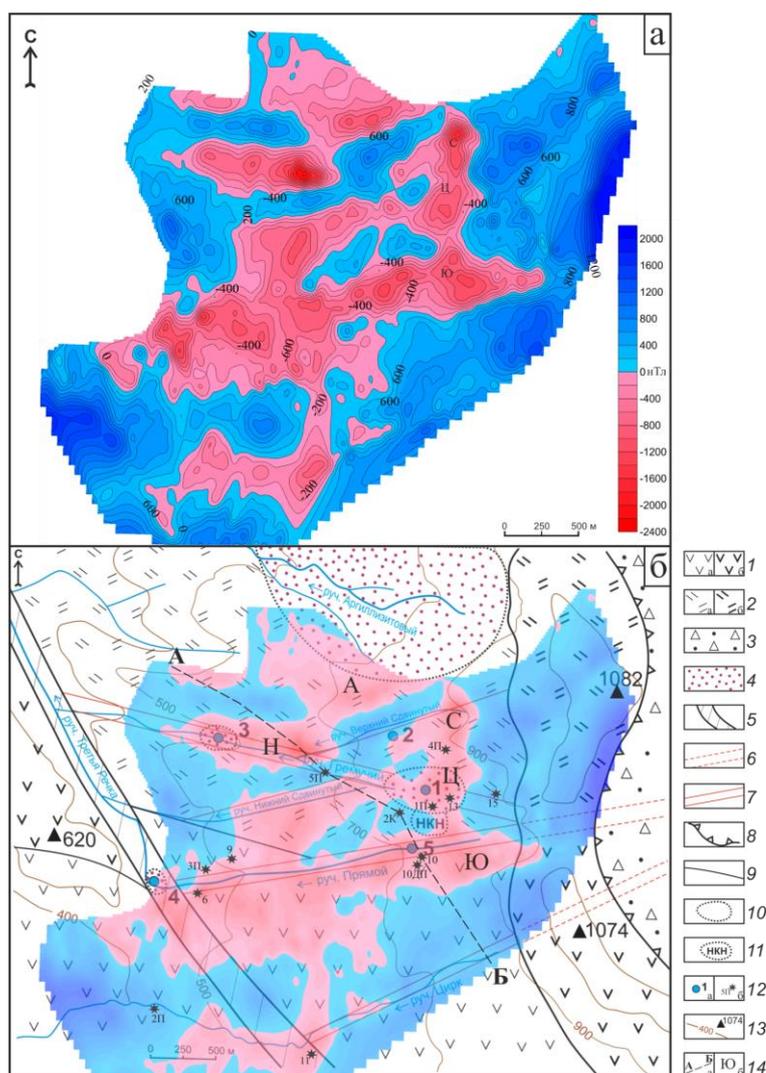


Рис. 4.8. Магнитное поле Нижне-Кошелевского геотермального месторождения (съемка выполнена магнитометром GEM GSM-19W в 2015 г) [Нуждаев и др., 2023].

а – карта аномалий магнитного поля ΔT_a ; б – карта аномалий магнитного поля ΔT_a , наложенная на геологическую основу Нижне-Кошелевского месторождения. 1 – андезиты и андезидациты Западно-Кошелевского вулкана: а – покровная фация, б – экструзивная фация; 2 – дациты и дациандезиты: а – покровная фация, б – экструзивная фация; 3 – кальдерный комплекс пород Центрально-Кошелевского вулкана; 4 – сольфатарные поля, аргиллизированные породы; 5 – зона регионального тектонического нарушения; 6 – радиальные зоны тектонических разрывных нарушений (предполагаемые); 7 – радиальные зоны тектонических разрывных нарушений (отдельные разломы); 8 – границы кальдеры Центрально-Кошелевского вулкана; 9 – литологические границы; 10 – метасоматические границы; 11 – Нижне-Кошелевское Новое термальное поле; 12 – основные разгрузки и источники термальных вод (а): 1 - Нижне-Кошелевские, 2 - Ближние, 3 - Солнечные, 4 - Промежуточные, 5 - разгрузка на руч. Прямой; и разведочные скважины (б); 13 – изолинии рельефа и основные вершины; 14 - линия геологического разреза (а) и отрицательные аномалии магнитного поля, пространственно совпадающие с известными или скрытыми геотермальными проявлениями и сольфатарными полями (б): С - Северная, Ц - Центральная, Ю - Южная, А - Аргиллизитовая, Н - Нижняя.

Сопоставление карты аномального магнитного поля с геологической обстановкой (см. рис. 4.8.б) позволяет сделать вполне определенные выводы. Положительными значениями ΔT_a характеризуются поля неизменных горных пород. Отрицательные аномалии приурочены либо к участкам разгрузки гидротермальных растворов и сольфатарным полям (аргиллизированным породам), либо к зонам тектонических разрывных нарушений. Локальные отрицательные аномалии ΔT_a в центральной части площади (С, Ц, Ю), по-видимому, обусловлены разгрузкой парогидротерм вблизи дневной поверхности и, соответственно, выщелачиванием из пород ферромагнитных минералов. Форма, размеры и природа основной Нижне-Кошелевской термоаномалии (Ц - на рис. 4.4. в) были изучены нами ранее [Нуждаев, Теофилактов, 2013; Рычагов и др., 2018]. Обобщение имеющихся геолого-геофизических материалов и характер индукции магнитного поля позволяют предполагать, что образование двух других локальных аномалий (С и Ю) также обусловлено современными геотермальными процессами - возможно, скрытой разгрузкой парогидротерм.

Протяженное линейное разрывное тектоническое нарушение, трассируемое руч. Прямой, было выделено Я.Б. Шварцем по материалам аэромагнитных работ. Сопряженная с этим нарушением отрицательная магнитная аномалия интерпретируется выщелачиванием из пород ферромагнитных минералов в процессе палеогидротермальной деятельности: здесь по данным бурения

установлены пропилиты и вторичные кварциты в широком интервале глубин [Поздеев, Нажалова, 2008]. Пространственная связь отрицательных магнитных аномалий (Ю и Ц), наличие на дневной поверхности термального источника № 5 и выделенная на этом участке зона интенсивного поглощения сейсмических волн [Рычагов и др., 2018] - все это позволяет предполагать современную геотермальную активность вдоль разлома руч. Прямой. По-видимому, не случайно образование небольшого сольфатарного поля и термального источника № 4 на пересечении тектонического нарушения руч. Прямой с региональным разломом. В аномальном магнитном поле низкими значениями ΔT_a также четко выделяется зона разрывных тектонических нарушений вдоль руч. Гремучий, контролирующая основную термоаномалию, а также небольшое сольфатарное поле с термальным источником Солнечный (№ 3 на **рис. 4.8 б**). Связь отрицательных магнитных аномалий с отдельными тектоническими нарушениями (Верхний и Нижний Сдвинутый) на данном уровне исследований можно только предполагать по ряду косвенных признаков - четкой линейной границе магнитных аномалий, приуроченности термального источника № 2.

С целью изучения природы и глубины залегания объектов, продуцирующих аномалии магнитного поля, построен график распределения значений ΔT_a по профилю А-Б, увязанный с геолого-гидрологическим разрезом (**рис. 4.9**). На графике видно, что максимумы крупных отрицательных аномалий приурочены к разрывным тектоническим нарушениям. Проверенным годами методом касательных и характерных точек [Соколов, 1956; Гринкевич, 1971] была рассчитана глубина верхней кромки объектов, создавших отрицательные магнитные аномалии: по тектоническому нарушению руч. Гремучий – 100-150 м, руч. Прямой – 150-200 м. На этих глубинах породы интенсивно обводнены, особенно в зонах тектонических нарушений, поскольку в данном интервале разреза располагается граница между туфогенно-осадочными породами паужетской свиты и кровлей субвулканической интрузии диоритовых порфиритов и диоритов [Писарева, 1987].

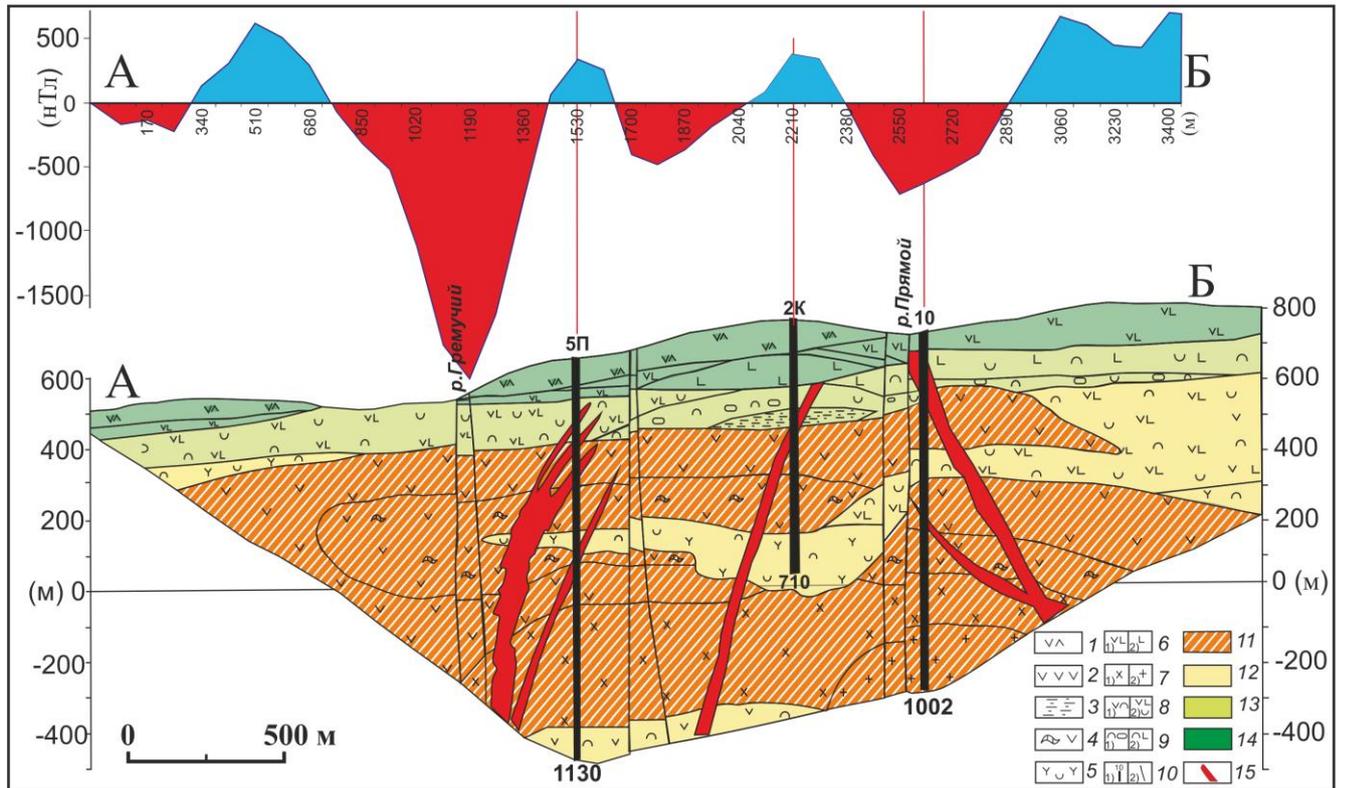


Рис. 4.9. График распределения значений ΔT_a по профилю А-В, увязанный с геолого-гидрологическим разрезом (составлен М.В. Писаревой по результатам поисково-разведочных работ 1975-1984 гг.) [Нуждаев и др., 2023]: 1 – двупироксеновые андезиты-дациты, участками переходящие в дациты; 2 – андезиты; 3 – аргиллиты; 4 – ксенобрекчии андезитов в крупных субинтрузиях; 5 – туфы смешанного состава; 6 – оливин-клинопироксеновые, оливин-двупироксеновые и пироксеновые андезиты-базальты (1), базальты и долерито-базальты (2); 7 – пироксеновые и пироксен-роговообманковые диоритовые порфиры (1) и диориты (2); 8 – туфы андезитов (1) и андезит-базальтов (2); 9 – туфоконгломераты (1) и туфы базальтов (2); 10 – скважина и ее номер (1) и разломы (2); 11 – водоносный комплекс крупной нижнечетвертичной субвулканической интрузии двупироксеновых и пироксен-роговообманковых андезитов-дацитов, диоритовых порфиритов и диоритов; 12 – водоносный комплекс алнейской серии включает 3 пачки: (верхняя) – агглютинаты, сварные шлаки, агломеративные и крупнообломочные туфы базальтов и андезитов-базальтов, лавы оливин-клинопироксеновых базальтов, оливин-двупироксеновых андезитов-базальтов и долерито-базальтов; (средняя) – крупнообломочные туфы смешанного, андезитов-базальтового и базальтового состава, лавы оливин-пироксеновых базальтов и долерито-базальтов; (нижняя пачка) игнимбриты-туфолавы андезитов, крупнообломочные туфы андезитового состава, туфоконгломераты, лавы и лавобрекчии андезитов; 13 – водоносный комплекс паужетской свиты. Туфоконгломераты, туфопесчаники, туфолевролиты, аргиллиты, крупнообломочные и агломеративные туфы андезитов и базальтов; 14 – водоносный горизонт нижней пачки средне-верхнечетвертичной толщи Западно-Кошелевского вулкана. Лавы оливин-двупироксеновых андезитов-базальтов, долерито-базальтов, оливин-клинопироксеновых базальтов, агглютинаты; 15 – Четвертичные дайки.

По текущему профилю А-В в результате измерений двух лет получены два графика распределения ΔT_a (рис. 4.10а.). Для интерпретации был взят участок

3700 м по которому имеется съемка магнитометрами ММП 203 (2011 г.) и GEM GSM-19W (2012 г.) с одинаковым шагом по профилю. На рисунке показано, что графики хорошо коррелируют между собой и четко выделяются четыре крупные области отрицательных магнитных аномалий. Область А, по-видимому, представляет собой разрывное тектоническое нарушение, пространственно или (и) генетически связанное с палеогидротермальной системой Аргиллизитовая. Область В является северной отрицательной магнитной аномалией (**рис. 4.8.**) и, по-видимому, тяготеет к тектоническому разлому Верхний Сдвинутый. Эта аномалия смыкается с областью С. Породы в этой области предположительно насыщены парогазовой смесью и водным флюидом, так как область С выделяется непосредственно в районе Нижне-Кошелевской т/а и интерпретируется как субвертикальная зона циркуляции глубинного теплоносителя, питающего месторождение. Область 4 представляет собой разрывное тектоническое нарушение (разлом), трассирующее долину руч. Прямой.

Данные о положении областей отрицательных магнитных аномалий хорошо согласуются с результатами **микросейсмического зондирования**. По результатам микросейсмического зондирования получен разрез, характеризующий относительную интенсивность микросейсмического сигнала в земной коре до глубины 5 км (**рис. 4.10 б.**) [Рычагов и др., 2018].

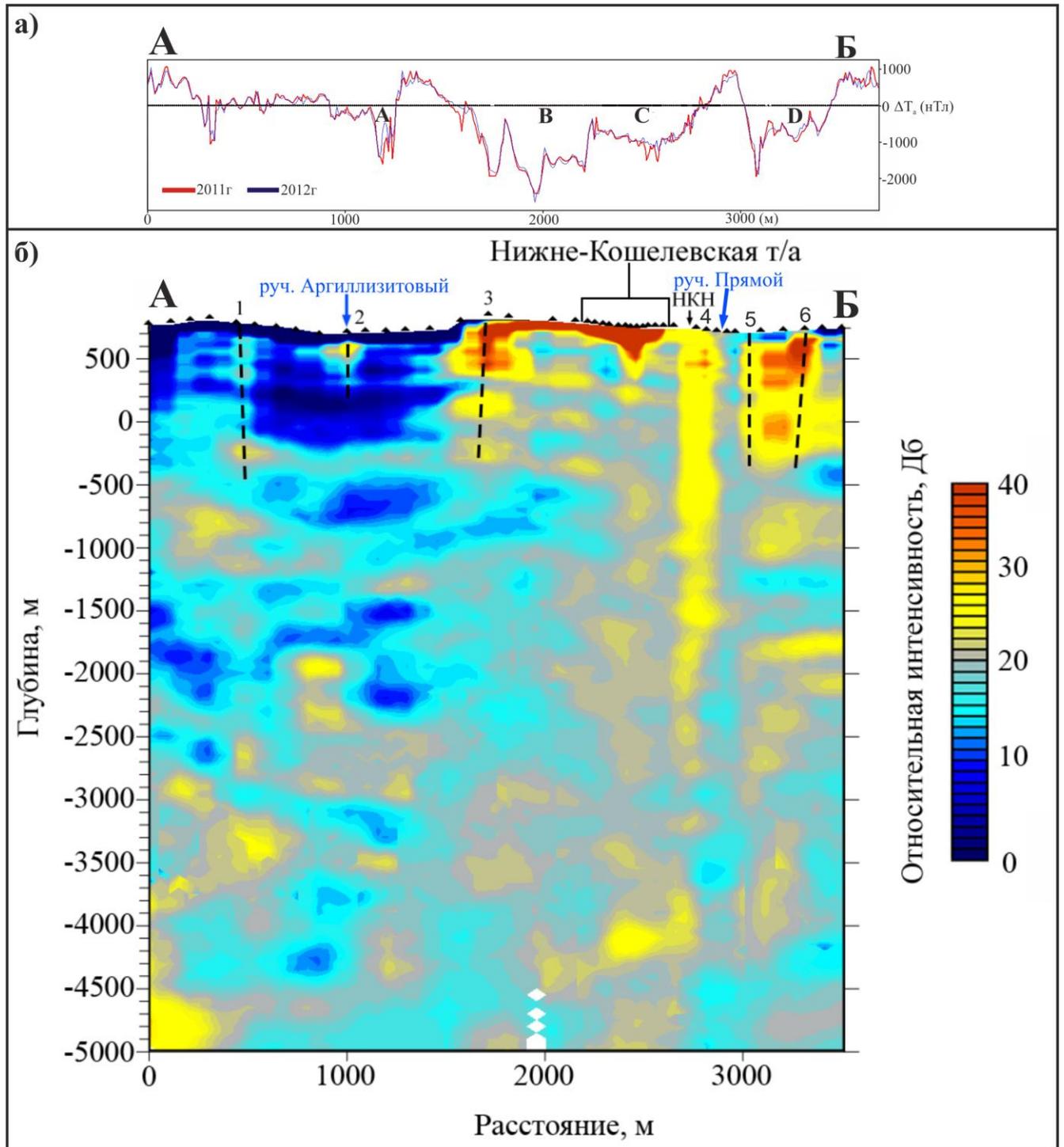


Рис. 4.10. Разрез по профилю АБ, отражающий глубинное строение Нижне-Кошелевского геотермального месторождения по данным микросейсмического зондирования [Рычагов и др., 2018]. 1-5 - основные тектонические и гидрогеологические структуры по данным интерпретации ММЗ и в сопоставлении с материалами поисково-разведочных работ. 1 - разлом руч. Аргиллизитовый; 2 - скрытое малоглубинное тектоническое нарушение; 3 — разлом Верхний Сдвинутый, 4 - древняя и современная зона тектонических нарушений по руч. Прямой; 5, 6 - тектоническая зона, трассируемая руч. Цирк.

Разрез имеет сложное и неоднородное строение и делится на две части, резко отличающиеся по физическим параметрам среды. Северная часть профиля пересекает край эрозионного цирка: аномалии распространяются на глубину до 700-800 м и характеризуются низкоамплитудными значениями интенсивности сейсмического сигнала, что по методике [Горбатилов, 2008] указывает на высокие скорости прохождения сейсмических волн в породах. Согласно геологическим данным, этот участок представлен лаво-экструзивным комплексом гидротермально неизмененных андезидацитов вулкана Западный, объемная плотность пород составляет 2.5-2.7 г/см³. Мощность этого комплекса на краю эрозионного цирка, вероятнее всего, соответствует выделенной аномалии ММЗ. Субвертикальная высокоамплитудная аномалия поперечным сечением до 100 м, секущая эту область, пространственно совпадает с долиной руч. Аргиллизитовый, который трассирует установленный ранее разлом. Высокоамплитудная субвертикальная аномалия в центральной части разреза (см. **рис. 4.10.**) распространяется на глубину более 1 км и также соответствует разрывному тектоническому нарушению. В южной части разреза преобладают высокоамплитудные аномалии, характеризующиеся низкими скоростями прохождения сейсмических волн. Природа таких аномалий в пределах высокотемпературных геотермальных систем связана с насыщением пор и трещин парогазовой смесью. Это приводит к возрастанию внутривещного давления и, как следствие, к уменьшению эффективного напряжения и снижению скоростей упругих волн [Киссин, 2009]. Непосредственно под т/а выделяются две аномалии высокой интенсивности сигналов. Одна распространяется до глубины 250-300 м и соответствует области насыщенных парогазовой смесью аргиллизированных пород (зоне гипергенеза современной гидротермальной системы). Эта аномалия на глубине более 300 м переходит в неоднородную субвертикальную зону, мощность которой увеличивается с глубиной. Вероятнее всего, зона представляет собой трещинно-брекчиевую структуру в виде субвертикального канала, по которому происходит подъем парогазового

теплоносителя к дневной поверхности. Данная аномалия приурочена к выделенному ранее глубинному разлому, трассирующему руч. Гремучий, и погружается в недра субинтрузивного тела. Южнее Нижне-Кошелевской т/а выделяется еще одна субвертикальная аномалия высокой интенсивности сигналов, распространяющаяся на глубину более 3 км. Пространственно она соотносится с южной отрицательной магнитной аномалией, районом Нижне-Кошелевского Нового термального поля и представляет большой интерес: структурное положение, выдержанность на глубину и образование линзообразных участков, объединяющих ее с аномалией руч. Гремучий на глубине более 1.5-2.0 км – все это позволяет утверждать, что она соответствует субвертикальной зоне восходящего парогазового потока.

По результатам **вертикальных электрических зондирований** получены кривые распределения кажущегося электрического сопротивления (ρ_k) относятся к типу «Н», в пределах термоаномалии «КН». Построены два геоэлектрических разреза на глубину до 300 м (**рис. 4.11.**).

На геоэлектрическом разрезе север-юг выделены четыре горизонта пород, обладающих контрастным сопротивлением. Первый характеризуется значениями более 1000 Ом·м и изменением мощности от 40 м за пределами Нижне-Кошелевской т/а до 0 м в зоне разгрузки парогидротерм. Второй 20-60 Ом·м выделяется за пределами т/а, имеет устойчивое распространение и мощность до 50 м. По-видимому, эти горизонты пород обладают свойствами верхнего водоупора для современной гидротермальной системы. Этот горизонт осложнен линзой высокоомных пород до 200 Ом·м. Третий является низкоомной толщей пород характеризуется величиной удельного электрического сопротивления пород 2-10 Ом·м, это самый мощный слой от 120-200 м. это пароводонасыщенный горизонт. Четвертый горизонт со значениями удельного электрического сопротивления пород 20-100 Ом·м является основанием для водоносного горизонта и по-видимому, сложен относительно слабо водонасыщенными породами.

На геоэлектрическом разрезе запад-восток прослеживаются те же первые три горизонта пород, зона основания (с удельным электрическим сопротивлением до $100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), вероятно, расположена глубже 300 м и была выделена только под скв. 1П. Также в районе скв. 1П выделена область с минимальные значения удельного электрического сопротивления ниже $5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, по-видимому, являющаяся пароводонасыщенной зоной повышенной трещинно-поровой проницаемости, по которой происходит поступление геотермального теплоносителя с глубин.

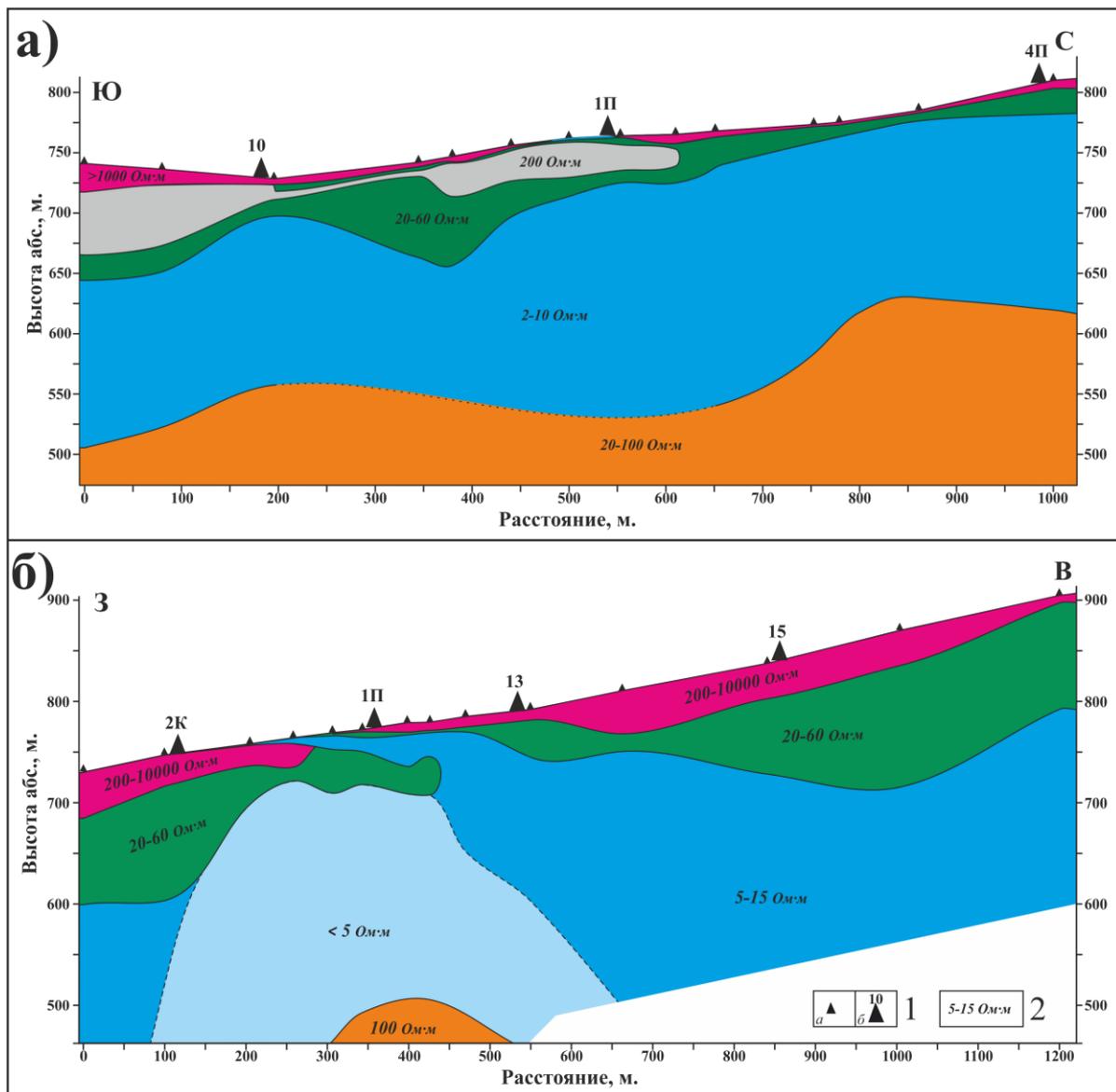


Рис. 4.11. Геоэлектрические разрезы для района Нижне-Кошелевского геотермального месторождения. а – по профилю юг-север; б – запад-восток (см. рис. 3.7.) 1 – местоположение пунктов ВЭЗ (а) и скважин (б); 2 – диапазон значений удельного электрического сопротивления для каждого горизонта пород.

4.3. Южная группа термальных полей Камбального вулканического хребта

Построена детальная карта распределения аномального магнитного поля ΔT_a для территории Южно-Камбальной группы термальных полей (рис. 4.12. а). Медианное наблюдаемое значение индукции магнитного поля 50300 нТл. Диапазон изменения ΔT_a от -1000 до 1300 нТл. В целом, термальные поля характеризуются пониженным модулем магнитной индукции T по сравнению с Паужетским и Нижне-Кошелевским геотермальными месторождениями [Нуждаев и др., 2023]. Это свидетельствует о более интенсивном изменении горных пород Камбального хребта гидротермально-метасоматическими процессами, по-видимому, в результате длительного воздействия конвективного теплового потока. Также выявлен необычный характер взаимосвязи аномалий магнитного и температурного полей: ЮКД расположено в знакопеременной зоне индукции магнитного поля, ЮКЦ - на границе между отрицательной и положительной аномалиями, ЮКБ - в пределах относительно невысоких значений ΔT_a . Таким образом, горячие участки и основные разгрузки термальных вод приурочены к средним значениям ΔT_a , в то время, как наиболее типичным является прямая связь температурного поля с отрицательными аномалиями ΔT_a вследствие аргиллизации пород и разрушения ферромагнитных минералов [Феофилактов и др., 2017, 2020а]. В то же время, термальные поля ЮКЦ и ЮКД пространственно тяготеют к крупной отрицательной магнитной аномалии ΔT_a , что может свидетельствовать о их приуроченности к одной геологической структуре, проницаемой для гидротермального флюида.

Для выявления локальных и региональных магнитных аномалий в программе TGMF-Square (МГУ, Россия) произведен пересчет полученных значений индукции магнитного поля в нижнее и верхнее полупространство на - 500 м и 500 м, соответственно. В верхнем полупространстве выделяется отрицательная аномалия, территориально относящаяся к экструзивному комплексу дацитового состава «Цветные Скалы». Эта аномалия, по-видимому,

имеет региональный характер. Аномалий, приуроченных к термальным полям в верхнем полупространстве не выявлено. При пересчете в нижнее полупространство выделяются три отрицательные изометричные аномалии, вытянутые в северо-западном направлении и пространственно связанные с термальными полями Южно-Камбальной группы. Таким образом, эти отрицательные магнитные аномалии являются локальными на исследуемом участке и, по-видимому, образовались в следствии аргиллизации пород под действием гидротермального флюида.

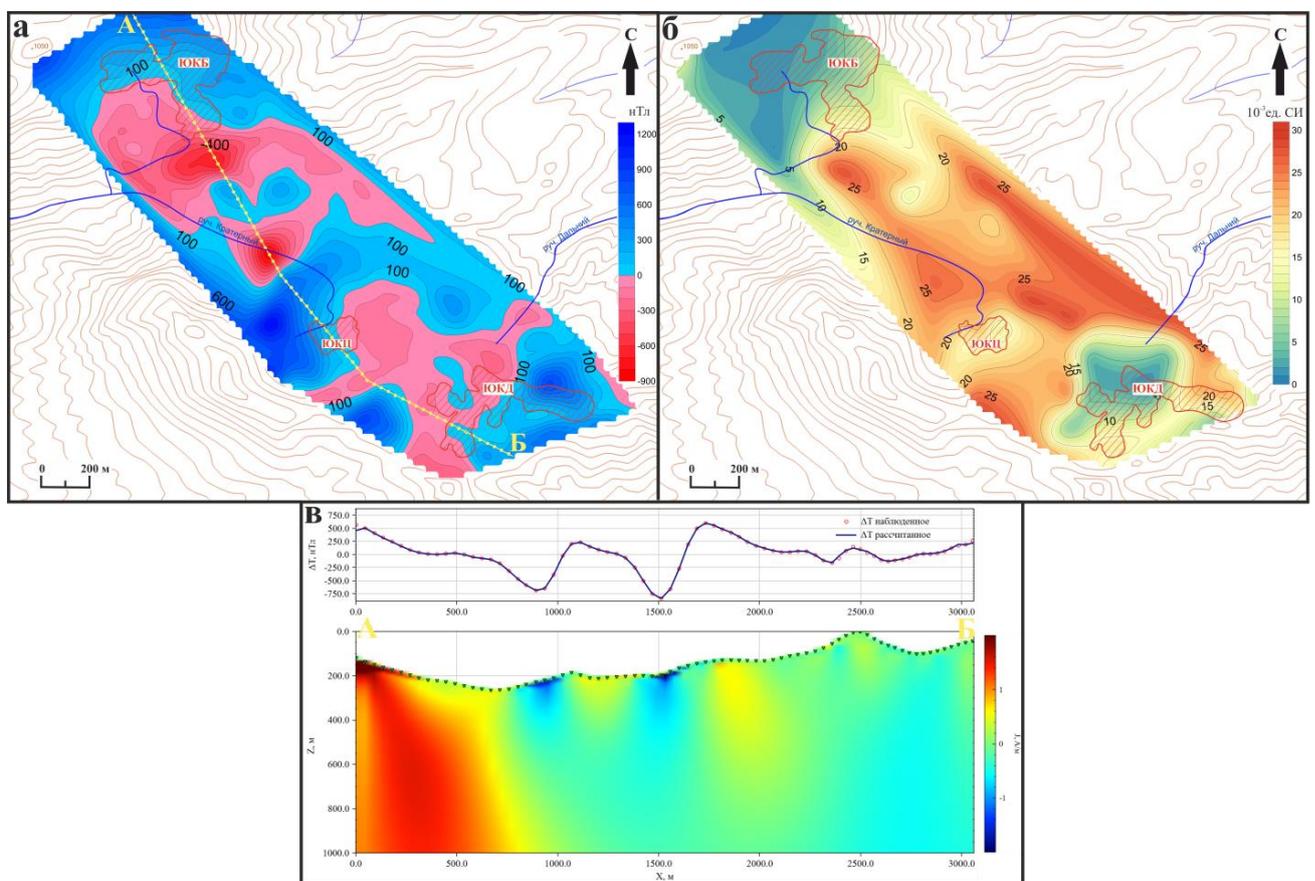


Рис. 4.12. Результат магнитометрических исследований в районе южной группы Камбальных термальных полей [Нуждаев и др., 2024]. **а)** Карта аномалий магнитного поля ΔT_a для группы Южно-Камбальных термальных полей; **б)** Карта распределения значений магнитной восприимчивости для группы Южно-Камбальных термальных полей; **в)** разрез по профилю А-Б построенный по результатам двумерного сеточного моделирования.

На карте распределения магнитной восприимчивости (**рис. 4.12. б**) в районе ЮКБ и ЮКД выделяются области, близкие к нулевым значениям: на этих участках термальных полей андезиты преобразованы в гидротермальные глины

вследствие разгрузки здесь термальных вод и конденсата кислого пара. Известно, что под действием кислых и слабокислых растворов ($\text{pH} < 5$), насыщенных сероводородом, углекислым и другими газами, происходит аргиллизация пород и изменение их физико-механических свойств: в частности, аргиллизиты практически полностью утрачивают намагниченность вследствие разложения темноцветных (пироксенов и амфиболов) и рудных (магнетита, титаномагнетита и ильменита) минералов [Soengkono, Hochstein, 1996]. Основным механизмом изменения магнитной восприимчивости пород заключается в выщелачивании ферромагнитных минералов кислыми водами, проникающими в породу по системе микротрещин и открытых пор [Ладыгин и др., 2014].

В программном обеспечении GravMagInv («ЛОЛГЕО», Россия) [Лыгин и др., 2022; Чепиго, 2022] выполнено двумерное сеточное моделирование по профилю А-Б на глубину до 1000 м (рис. 4.12. в). Повышенные значения намагниченности относятся к экструзивному комплексу «Цветные Скалы», подтверждается региональный характер аномалии в этой области. ЮКБ характеризуется значениями намагниченности от 0 до 1 А/м, что объясняется приуроченностью термального поля к наиболее прогретым апикальным частям экструзии. Такие же значения характерны и для ЮКЦ: намагниченные породы по результатам моделирования распространяются на глубину до 500 м. Для района ЮКД каких-либо особенностей в распределении значений намагниченности не выявлено, вероятно, аномалии на этом участке носят поверхностный характер.

Вертикальные электрические зондирования выполнены по профилю, пересекающему всю группу термальных полей (рис. 4.13.). В нижней части рисунка представлены типичные наблюдаемые кривые ВЭЗ для термальных полей Южно-Камбальной группы (обозначены пунктирной линией) и для исследуемого района за пределами 20 °С изотермы. Полученные кривые распределения кажущегося электрического сопротивления (ρ_k) относятся к типу «КН–НКН». Приповерхностные горизонты геологического разреза характеризуется высокими значениями ρ_k , для района исследований на глубину

электрическое сопротивление резко снижается. Минимальные значения ρ_k достигаются на разносах $AB/2 = 50-120$ м. Кривые зондирований на термальных полях отличаются низкими значениями ρ_k в верхней части разреза (первые единицы и десятки Ом·м). В интервале разносов $AB/2 = 20-80$ м наблюдается перегиб кривых, который указывает на наличие промежуточного горизонта пород с повышенным значением сопротивлений, мощность и глубина которого варьирует по разрезу.

Построены псевдо- и геоэлектрические разрезы для района исследований. Пониженными значениями сопротивлений, менее 1 Ом·м, характеризуются участки основных разгрузок термальных вод на ЮКД и ЮКЦ, что отчетливо видно на разрезе кажущегося сопротивления и по кривым зондирований. ЮКБ характеризуется более высокими значениями удельного электрического сопротивления (у.э.с) - до 5 Ом·м. На этих термальных полях выделяется один общий горизонт пород с низкими значениями удельного электрического сопротивления (0.7-10 Ом·м). Горизонт имеет максимальную мощность до 200 м в русле ручья Кратерного (IV) и осложнен промежуточным слоем с повышенными значениями у.э.с. (10-60 Ом·м). Мощность этого слоя изменяется по разрезу и максимальна под термальными полями. Вероятно, это обусловлено гидротермальными процессами – высоким насыщением пород минерализованными термальными водами. Отмечаются чашеобразные области погружения проводящего горизонта под всеми выделяемыми на разрезе структурами. Эти области могут представлять собой локальные геотермальные резервуары.

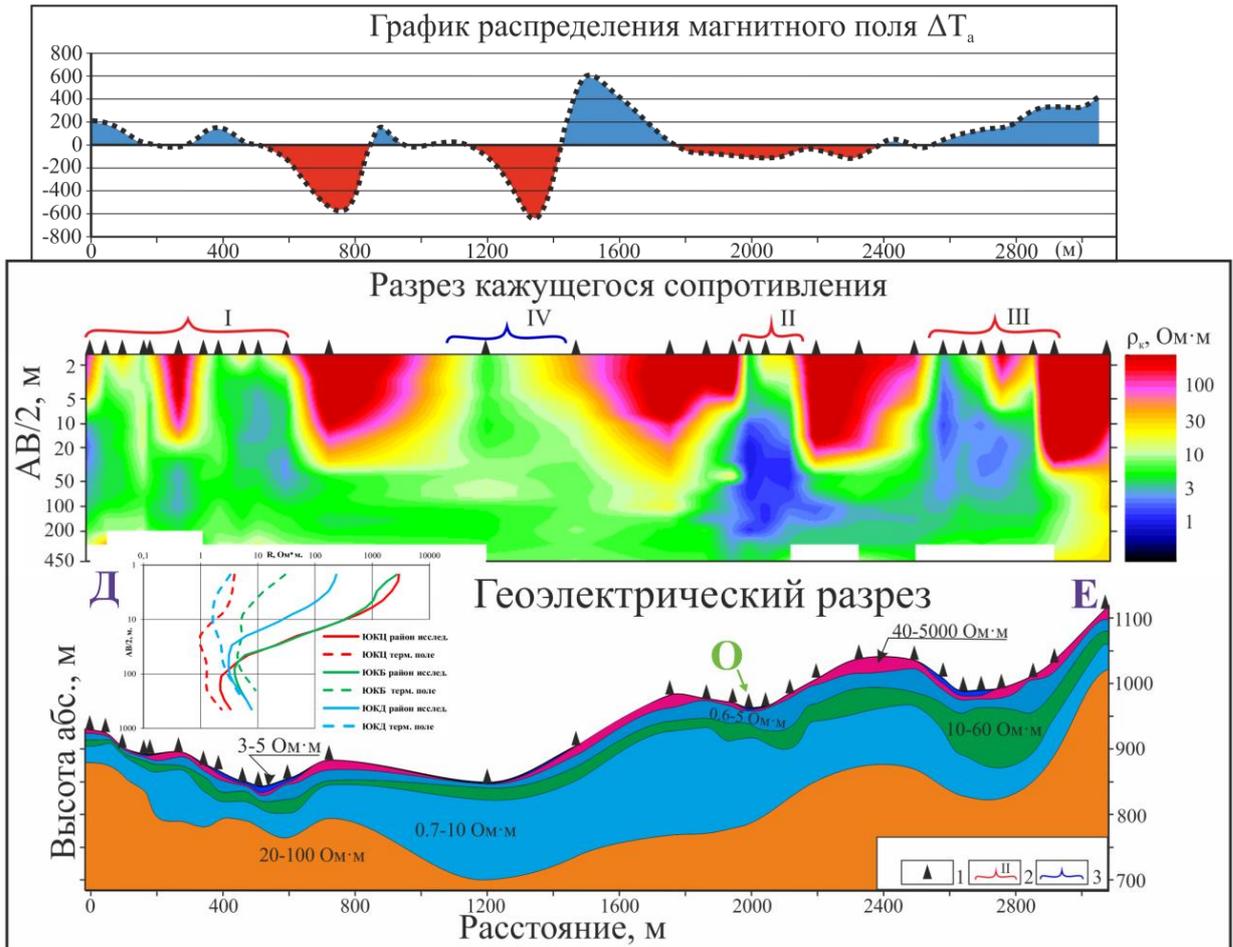


Рис. 4.13. График распределения значений ΔT_a по профилю Д-О-Е (вверху рисунка), согласованный с разрезами кажущегося сопротивления и геоэлектрическим, полученными по результатам ВЭЗ [Нуждаев и др., 2024]. 1 – точки ВЭЗ; 2 – участки термальных полей по изотерме 20 °С, I – ЮКБ, II – ЮКЦ, III – ЮКД; 3 – долина ручья Кратерного с обозначением его русла IV. В нижней части рисунка представлены типичные наблюдаемые кривые ВЭЗ для термальных полей Южно-Камбальной группы (обозначены пунктирной линией) и для исследуемого района за пределами 20 °С изотермы.

Проведено сопоставление данных магнитной съемки и результатов электрических зондирований по профилю Д-О-Е, пересекающему все термальные поля. На графике распределения аномалий магнитного поля ΔT_a видно, что для ЮКБ (область I) характерны слабо положительные значения, далее за границей двадцатиградусной изотермы значения ΔT_a опускаются ниже 600 нТл с увеличением электрического сопротивления в приповерхностном слое. Дипольная аномалия с максимальными и минимальными значениями ΔT_a выделена для области IV – долина руч. Кратерного. По-видимому, здесь проходит структурная граница между гидротермально-метасоматическими породами и неизменными или слабо измененными андезитами. Для ЮКЦ характерны слабо отрицательные

значения ΔT_a (область II), переходящие в положительные значения ΔT_a к участку ЮКД (область III). На разрезе кажущегося сопротивления отчетливо видна единая зона со значениями от 0.6 до 3 Ом·м, по-видимому, являющаяся зоной циркуляции минерализованных термальных вод. Эти данные согласуются с результатами магниторазведки и свидетельствуют о структурной и гидродинамической связи двух термальных полей южной группы Камбального вулканического хребта. Данный вопрос относительно третьего термального поля (ЮКБ) остается открытым.

Гравиметрические исследования выполнены на площади ЮКЦ, построены графики аномального гравитационного поля Δg в редукции Буге по двум профилям. Для интерпретации полученных данных выполнено двумерное сеточное моделирование в программном обеспечении GravMagInv («ЛОЛГЕО», Россия) [Чепиго, 2022] по двум профилям АОБ и ВОГ до глубины 800 м (рис. 4.14.). Выделена область разуплотненных пород в центральной части структуры, по-видимому, погружающаяся на глубину ≥ 300 м. Данные хорошо согласуются с магнитометрическими и позволяют уверенно говорить о наличии под термальным полем зоны высокопористых (трещиноватых ?) гидротермально измененных пород, насыщенных термальными водами. Эти данные подтверждают сделанный ранее вывод о поступлении в район ЮКЦ глубинных щелочных термальных вод (Рычагов и др., 2020, 2021).

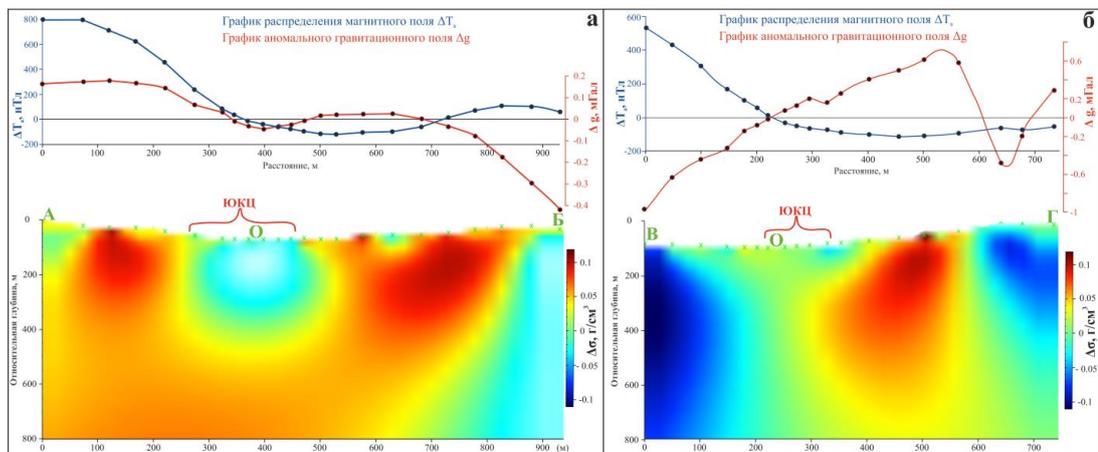


Рис. 4.14. Модель структуры ЮКЦ на основании гравиразведочных данных по результатам двумерного сеточного моделирования [Нуждаев и др., 2024]: **а)** по профилю А-О-Б; **б)** по профилю В-О-Г. Красная скобка – граница термального поля по 20⁰С изотерме.

Глава 5. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРОЕНИЯ ЗОНЫ РАЗГРУЗКИ ПАРОГИДРОТЕРМ

5.1. Паужетское геотермальное месторождение

Строение зоны разгрузки парогидротерм Паужетского геотермального месторождения существенно отличается на западном и восточном участках.

Восточный участок месторождения детально изучен нами на основании комплексных геолого-геофизических исследований района Восточно-Паужетского термального поля. Температурное поле ВПП коррелирует со структурой естественного электрического поля, наиболее яркие положительные аномалии, которого отражают зоны скрытой разгрузки парогазовой смеси или термальных вод [Феофилактов и др., 2017]. Аномальное магнитное поле имеет концентрически-зональное строение: центральная область (в наиболее прогретой части ВПП) выделяется положительной аномалией размером в плане $\sim 30 \times 50$ м, по периферии развита обширная область отрицательных значений ΔT_a .

В разрезе термального поля выделена толща гидротермальных глин, имеющая слоистое строение (сверху – вниз): 1) каолинитовые охристые глины зоны сернокислотного выщелачивания, относительно сухие за счет интенсивного испарения влаги; 2) каолинит-монтмориллонитовые глины с высоким содержанием пирита и минералов кремнезема, насыщенные поровыми растворами; 3) 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. По данным гравиметрической и

магнитометрической съемок под толщей гидротермальных глин выделяется субвертикальное тело, отличающееся по плотности и магнитным свойствам от окружающих пород.

На основании полученных данных построена концептуальная модель структуры и условий образования зоны разгрузки парогидротерм в районе Восточно-Паужетского термального поля (**рис. 5.1.**). 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 центр ..., 1980; Структура ..., 1993], характерны для всех этапов развития Камбального вулканического 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: 1) разуплотненных трещиноватых и 2) массивных, относительно непроницаемых для газо-водных 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]. Следовательно, субвулканическое тело может играть роль природного деформографа и проводника глубинных флюидов, оказывающих влияние на гидротермальную систему.

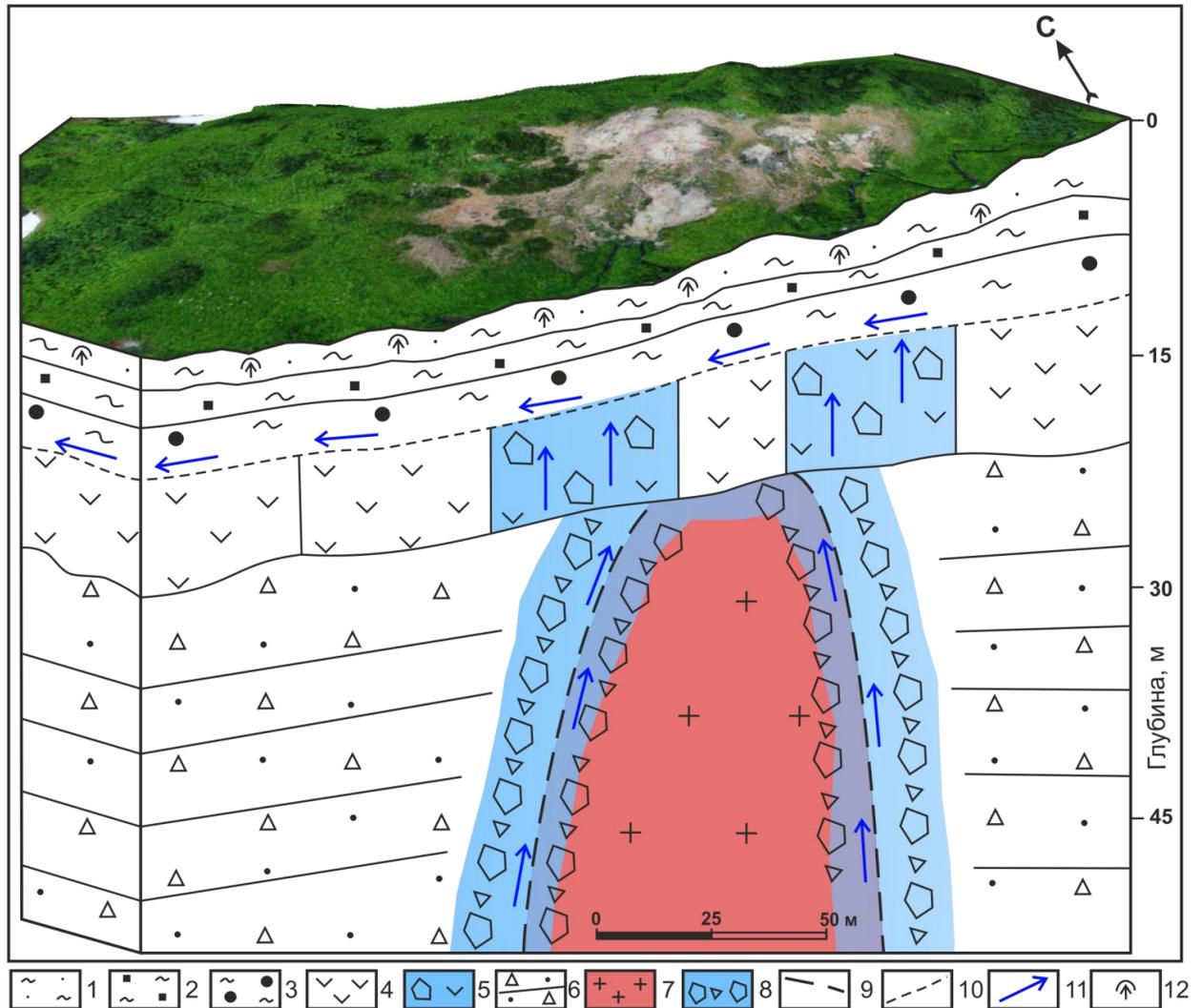


Рис. 5.1. Концептуальная модель структуры зоны разгрузки парогидротерм в районе ВПП [Феофилактов и др., 2017]. 1 – горизонт гидротермальных глин зоны сернокислотного выщелачивания; 2 – горизонт влагонасыщенных глин; 3 – горизонт “сухих” глин; 4 – лавы андезитов; 5 – то же, интенсивно трещиноватые и брекчированные; 6 – туфы и туффиты верхнепаужетской подсуиты; 7 – субвулканические породы; 8 – брекчии в эндо-экзоконтактной зоне субвулканического тела; 9 – условная граница апикальной части субвулканического тела; 10 – подошва толщи гидротермальных глин – зона растекания смешанных термальных вод; 11 – восходящие газо-водные флюиды; 12 – зона интенсивного испарения влаги. Объемная модель поверхности термального поля построена на основе ортофотоплана М.С. Чернова.

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]). 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. Брекчированные породы эндо- и экзоконтактовых зон этого тела обладают повышенной трещинно-поровой проницаемостью для восходящих газосодержащих флюидов, формирующихся, по-видимому, на уровне нижнего водоносного горизонта Паужетской гидротермальной системы или в недрах Камбального вулканического хребта.

Следует также подчеркнуть, что восточная часть Паужетского геотермального месторождения характеризуется наличием большого числа аномалий ΔT_a высокой интенсивности, как отрицательных, так и положительных [Нуждаев и др., 2023]. Детальное изучение кольцевого тектоно-магматического блока, в центре которого расположено Восточно-Паужетское термальное поле, и анализ материалов бурения геотермальных скважин позволяют утверждать, что положительные аномалии высокой интенсивности связаны с неглубоко залегающими магматическими телами различного состава (от кислого до среднего), а отрицательные - с зонами разгрузки парогидротерм, приуроченных к апикальным частям субвулканических интрузий. Исходя из анализа магнитометрических и полученных ранее геолого-геохимических данных [Рычагов и др., 2017б], можно сделать заключение, что в восточной части месторождения происходит разгрузка гидротерм нижнего водоносного горизонта или более глубокого источника (из недр Камбального вулканического хребта). Соответственно, отрицательные аномалии высокой интенсивности ΔT_a этой части Паужетского геотермального месторождения могут представлять большой интерес для обнаружения высокотемпературных термальных вод.

Западный участок месторождения включает зону разгрузки парогидротерм в районе Верхне-, Нижне- и Южно-Паужетского термальных полей. Здесь в температурном, геоэлектрическом, магнитном и гравиметрическом полях выделена изометричная концентрически-зональная структура, которая пространственно коррелирует с приподнятым тектоническим блоком [Структура..., 1993]. Центральная часть приподнятого тектонического блока

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 [Феофилактов и др., 2020б]. На северо-западной границе блока 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; Феофилактов и др., 2020б], а область интенсивного смешения термальных и метеорных вод простирается до подошвы верхнего водоносного горизонта [Пампура, Сандимирова, 1991], мощность которого по нашим 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 (рис. 5.2).

Центральная область изометричной концентрически-зональной структуры (приподнятого тектонического блока) оконтурена зоной, состоящей из локальных аномалий положительных значений ΔT_a . Широкое развитие в недрах Паужетской гидротермальной системы субинтрузивных и субвулканических тел (силлов, даек, корней экструзий) от среднего до риолитового состава позволяет предполагать наличие таких тел под Верхне-Паужетским термальным полем на значительной

глубине - не вскрытых в зоне разгрузки парогидротерм. Периферическая область структуры, также наиболее отчетливо проявленная в магнитном поле (см. рис. 4.1.), 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.

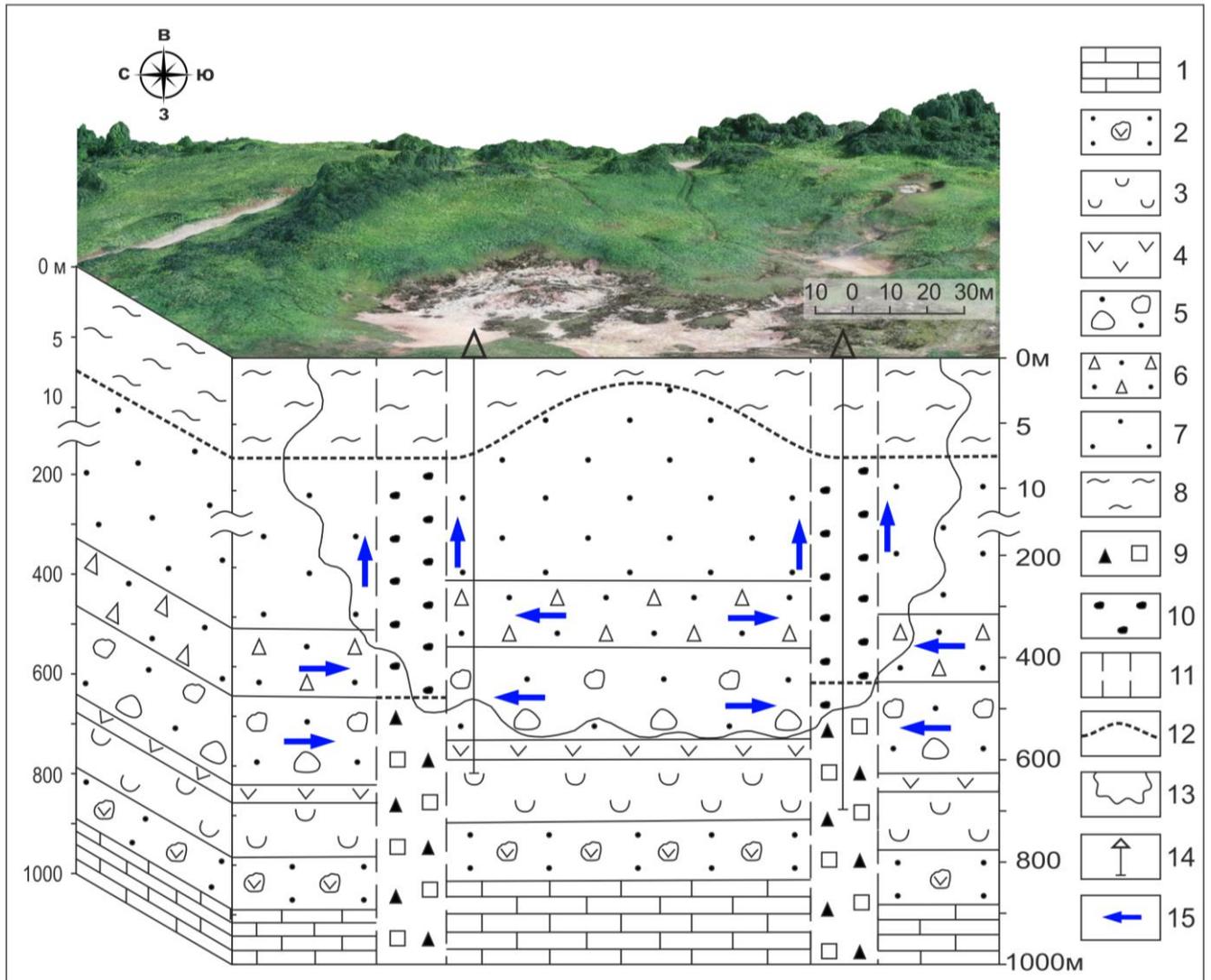


Рис. 5.2. Геолого-геохимическая модель зоны разгрузки парогидротерм в районе Верхне-Паужетского термального поля [Фролова и др., 2020] с изменениями. 1 – анагайские песчаники; 2 – алнейские агломератовые туфы (туфобрекчии); 3 – голыгинские игнимбриты; 4 – лавы (субинтрузивные тела ?) среднего состава; 5 – грубообломочные туфы нижнепаужетской подсвиты; 6 – псефитовые туфы среднепаужетской подсвиты; 7 – туфогенно-осадочные отложения верхнепаужетской подсвиты; 8 – гидротермальные глины; 9 – тектонические брекчии; 10 – кварц-адуляровые метасоматиты; 11 – разрывные тектонические нарушения; 12 – граница толщи гидротермальных глин; 13 – предполагаемая граница палеозоны кипения гидротерм; 14 – глубокие геотермальные скважины; 15 – переток термальных вод верхнего водоносного горизонта.

В целом, западный участок Паужетского геотермального месторождения характеризуется спокойным слабо отрицательным магнитным полем на фоне положительных значений ΔT_a [Нуждаев и др., 2023]. Такой характер значений индукции магнитного поля, а также другие геолого-геофизические данные, свидетельствуют о преобладании в этой части месторождения латерального растекания гидротерм в результате разгрузки термальных вод из верхнего водоносного горизонта. Отдельные относительно крупные по площади, но невысокие по интенсивности отрицательные аномалии приурочены к границам экструзивных тел (в частности, экструзии Березовой) и зонам тектонических нарушений и представляют практический интерес для обнаружения локальных геотермальных резервуаров на небольшой глубине.

Защищаемый научный результат № 1:

Зона разгрузки парогидротерм Паужетского геотермального месторождения приурочена к приподнятым тектоническим и тектоно-магматическим блокам и характеризуется слоисто-блоковой структурой. По данным площадной магнитной съемки на месторождении выделяются Западный и Восточный участки. Тектоно-магматические блоки и контактовые зоны субвулканических тел Восточного участка месторождения контролируют подъем термальных вод. На Западном участке происходит латеральное растекание гидротерм верхнего водоносного горизонта по системе радиально-концентрических трещин. Восточный участок перспективен на поиск высокотемпературных глубинных термальных вод, Западный – на выделение близповерхностных геотермальных резервуаров.

5.2. Нижне-Кошелевское месторождение парогидротерм

На основании комплексных геолого-геофизических и гидрогеохимических исследований получены новые данные о строении Нижне-Кошелевского пародоминирующего геотермального месторождения (рис. 5.3.). Непосредственно под Нижне-Кошелевской термоаномалией выделена зона гипергенеза

гидротермальной системы: изометричная в плане и распространяющаяся на глубину $\geq 250-300$ м область разуплотненных интенсивно аргиллизированных пород, насыщенных парогазовой смесью [Рычагов и др., 2018]. Установлено, что зона гипергенеза значительно шире, чем размеры Нижне-Кошелевской термоаномалии на дневной поверхности: выходит за пределы геоморфологических границ зоны разгрузки парогидротерм и оконтуривающей ее изотермы $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Нуждаев, Феофилактов, 2013]. Она связана с источником тепла субвертикальным каналом, объединяющимся с еще более ярко выраженной зоной повышенной проницаемости для парогазового флюида мощностью до 300-350 м, погружающейся на глубину > 5 км. Вероятно, именно эта зона «ответственна» за образование в 2008-2009 гг. новой термоаномалии на западном склоне Кошелевского вулканического массива – Нижне-Кошелевского Нового термального поля [Нуждаев и др., 2013]. В приповерхностных горизонтах гидротермальной системы выделяются отдельные субвертикальные каналы повышенной проницаемости пород, по которым парогазовая смесь и гидротермальные растворы разгружаются в районе Нижне-Кошелевской термоаномалии. На примере Нижне-Кошелевского Нового термального поля показано, что в зоне гипергенеза геотермального месторождения существуют скрытые разгрузки теплоносителя. В недрах месторождения выделены также элементы палеогидротермальной системы: относительно холодные блоки пород, сложенные пропилитами и вторичными кварцитами с эпитептермальной рудной минерализацией [Поздеев, Нажалова, 2008]. Блоки пород, принадлежащие современной и палеогидротермальной системам, разделены крутопадающими разрывными тектоническими нарушениями [Писарева, 1987]. Многофазная субвулканическая интрузия является крупной физической неоднородностью и источником тектонических деформаций в структуре гидротермальных систем. Брекчиевая мантия субинтрузии может служить зоной перетока высокотемпературных (перегретых) гидротерм хлоридно-натриевого состава [Рычагов и др., 2018]. Инфильтрация конденсатных и смешанных кислых

сульфатных вод происходит в вулканогенно-осадочных породах под верхним водоупором – лаво-экструзивным комплексом андезидацитов. Источник тепла, вероятно, имеет магматическую природу и расположен в нижних горизонтах земной коры, что подтверждают региональные геофизические данные и материалы изотопно-геохимических исследований [Поляк и др., 1979]. Перенос тепла осуществляется сквозькоровым потоком восстановленного углеводородного флюида [Лебедев, Декусар, 1980; Поздеев, Нажалова, 2008].

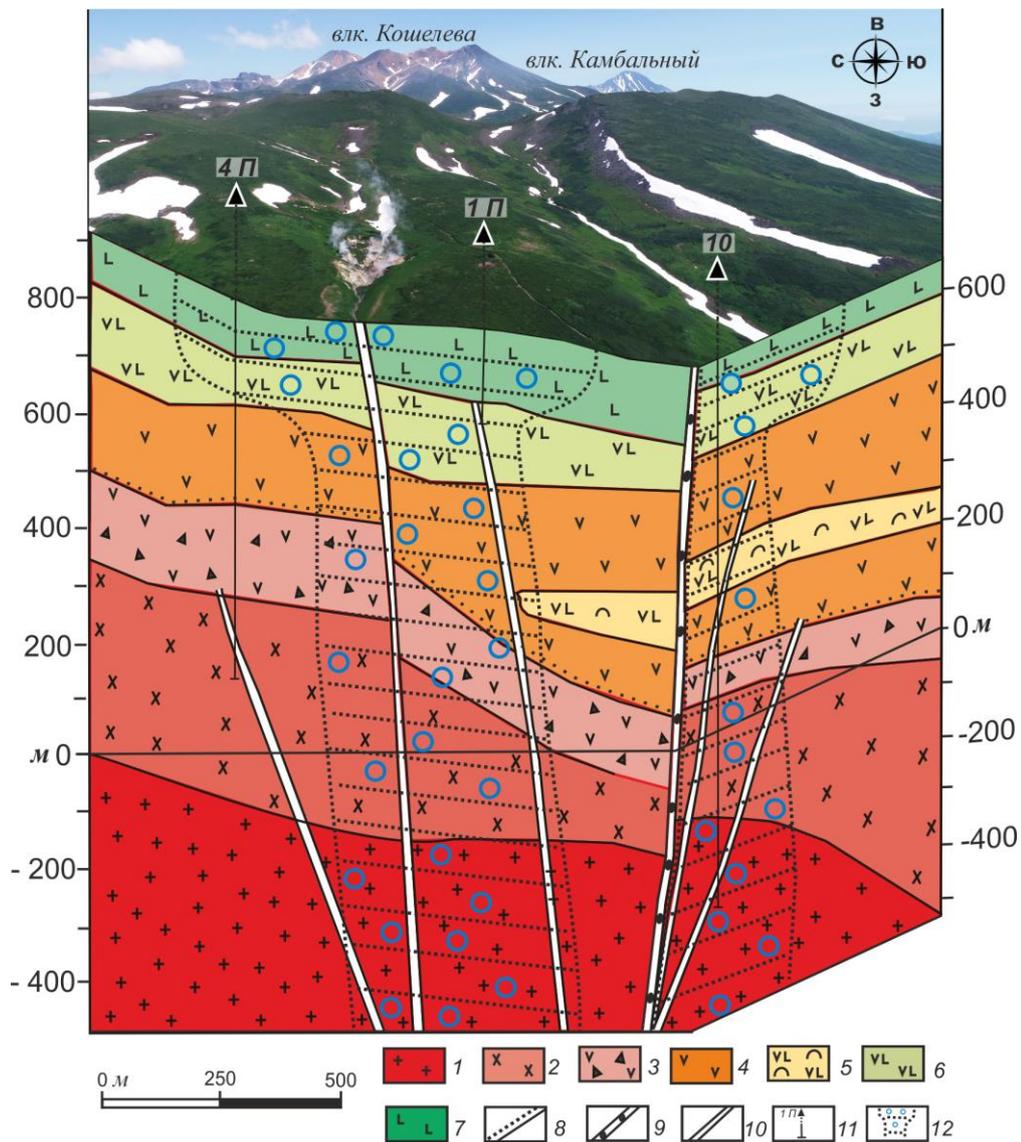


Рис. 5.3. Концептуальная модель строения Нижне-Кошелевского пародоминирующего геотермального месторождения. Использованы материалы поисково-разведочных работ [Писарева, 1987]. 1 – диориты; 2 – диоритовые порфириты; 3 – субинтрузивные ксенобрекции; 4 – андезиты; 5 – туфы андезибазальтов; 6 – лавы андезибазальтов; 7 – лавы дациандезитов; 8 – граница интрузивно-субвулканического комплекса; 9 – закольматированные более древние разломы; 10 – открытые разломы и трещины; 11 – буровые скважины и их номера; 12 – зоны повышенной трещинно-поровой проницаемости для парагазового флюида

Защищаемый научный результат № 2:

На основании магнитометрических исследований установлено, что разгрузка парогидротерм Нижне-Кошелёвского геотермального месторождения контролируется системой изометричных и линейных зон аргиллизации горных пород. Непосредственно под Нижне-Кошелёвской термоаномалией выделена область аргиллизации пород, насыщенная парагазовой смесью и распространяющаяся на глубину более 250 м. Определены участки скрытой разгрузки термальных вод, приуроченные к линейным разрывным тектоническим нарушениям. Зона разгрузки парогидротерм связана субвертикальными каналами с глубинным источником газо-гидротермальных флюидов.

5.3. Южная группа термальных полей Камбального вулканического хребта

Южно-Камбальная группа термальных полей характеризуется пониженным модулем магнитной индукции T по сравнению с Паужетским и Нижне-Кошелёвским геотермальными месторождениями - на 600 и 700 нТл, соответственно [Нуждаев и др., 2023]. Эти данные свидетельствуют о более интенсивном, и, возможно, более длительном, изменении горных пород Камбального хребта гидротермально-метасоматическими процессами и хорошо согласуются с результатами структурных, петрологических, гидрогеологических и сейсмологических исследований [Белоусов и др., 1976; Долгоживущий ..., 1980; Структура ..., 1993; Komzeleva et al., 2021]. Как отмечалось ранее, Камбальный хребет расположен на границе между двумя крупнейшими тектоническими структурами Южной Камчатки (Южно-Камчатским прогибом и Ункановичским горстом) в зоне глубинного тектонического разлома [Апрелков и др., 1979]. Таким образом, можно уверенно говорить о наличии в недрах Камбального вулканического хребта долгоживущего, по-видимому, с плиоцен-плейстоцена по голоцен, конвективного теплового потока. Необычный характер взаимосвязи аномалий индукции магнитного поля и термальных полей свидетельствует о

высокой динамике теплового потока, тектонической раздробленности пород верхних горизонтов земной коры и проявлении интенсивных гидротермально-метасоматических, а также экзогенных процессов в этом районе [Нуждаев и др., 2024]. Кроме того, согласование магнитометрических и геоэлектрических данных позволяет сделать вывод о наличии гидродинамической связи Южно-Камбального Центрального и Южно-Камбального Дальнего термальных полей.

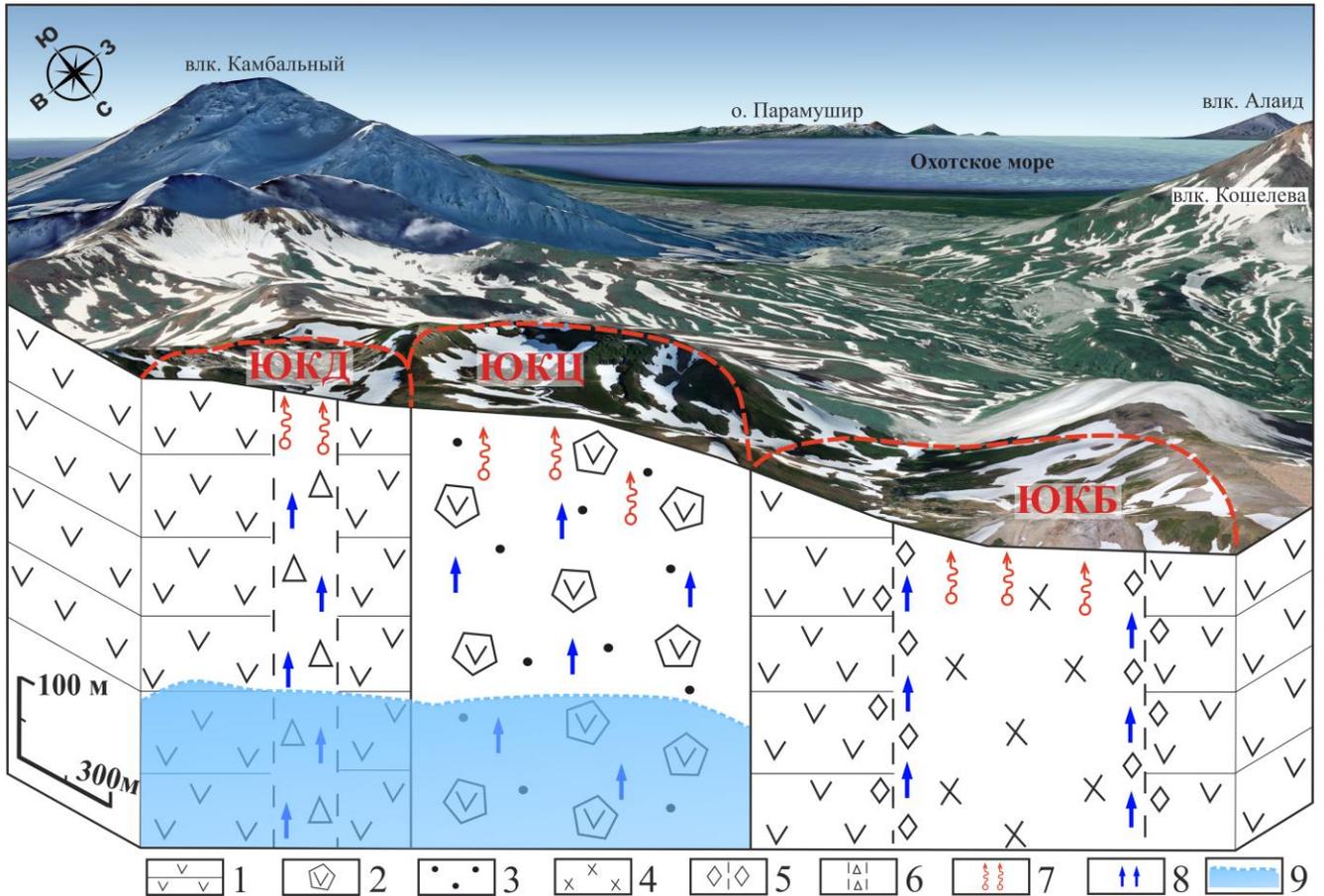


Рис. 5.4. Концептуальная модель геологических структур южной группы термальных полей Камбального вулканического хребта [Нуждаев и др., 2024]. Красным контуром показаны границы структур, контролирующих основные термальные поля: 1 - андезиты и андезибазальты вулкана Термальный, 2 - крупные блоки исходных горных пород (андезитов), создающих систему неоднородностей в эродированном кратере ЮКЦ; 3 - гидротермально измененные породы - матрица кратерной зоны ЮКЦ; 4 - экструзивные дациты; 5 - эндо- и экзоконтактные зоны экструзий; 6 - субвертикальные тектонические нарушения; 7 - приповерхностное кипение; 8 - глубинный флюид; 9 - геотермальный резервуар

На основании комплексных геофизических исследований получены первые данные о строении термальных полей южной группы Камбального вулканического хребта. Показано, что термальные поля локализируются в

геологических структурах, характеризующихся высокой степенью пористости и трещиноватости гидротермально измененных пород (**рис. 5.4.**).

Южно-Камбальное Дальнее термальное поле приурочено к линейному тектоническому нарушению, вдоль которого сосредоточены выходы наиболее мощных парагазовых струй и крупные кипящие водные котлы. Тектоническое нарушение также проявлено в аномальном магнитном и геоэлектрическом полях (**см. рис. 4.12. и 4.13.**). В бортах руч. Дальний картируются интенсивно гидротермально измененные, до аргиллизитов и опалитов, андезиты палеовулкана Термальный, в то время как на удалении от ручья исходные породы подвержены, в основном, выветриванию.

Южно-Камбальное Центральное термальное поле локализовано в кольцевой морфоструктуре, вероятно, в эродированном кратере одного из побочных конусов, типичных для стратовулкана Термальный [Фролова и др., 2020]. Такая структурная позиция определяет изометричный характер разгрузки парогидротерм, наличие крупной обводненной зоны (геотермального резервуара?) до глубины ≥ 300 м по данным вертикальных электрических зондирований, низкие значения магнитной восприимчивости внутри морфоструктуры (**см. рис. 4.12.**). Ранее было показано, что в пределах геологической структуры, вмещающей ЮКЦ, происходит разгрузка напорных глубинных щелочных термальных вод, вследствие чего происходит карбонатизация и др. изменения вмещающих андезитов [Рычагов и др., 2021]. Все эти данные позволяют нам говорить о высокой степени неоднородности, разделения на блоки, раздробленности и, соответственно, высокой проницаемости пород в структуре ЮКЦ.

Южно-Камбальное Ближнее термальное поле расположено в полуцирке и приурочено к экструзивному комплексу дацитового состава «Цветные Скалы». Комплекс состоит из нескольких экструзий (предположительно - отдельных блоков единого экструзивно-субвулканического тела), прорывающих лавы андезитового состава вулкана Термальный. К центральной, наиболее горячей и

измененной до опалитов и вторичных кварцитов, экструзии приурочена основная разгрузка термальных вод в форме парогазовых выходов на дневной поверхности. Парогазовые струи трассируют контактовые зоны и апикальную часть основной экструзии «Цветные Скалы». Корневые зоны последней, вероятно, служат источником или проводником тепла в этом термальном поле. Во всех трех геологических структурах, обозначенных на (рис. 5.4.), наиболее интенсивные гидротермальные изменения пород (до аргиллизитов, опалитов и вторичных кварцитов) происходят в зоне приповерхностного кипения восходящих термальных вод.

На основании проведенных комплексных геолого-геофизических исследований также определена гидродинамическая связь двух термальных полей южной группы - Дальнего и Центрального. Наличие такой связи между всеми термальными полями методами «малоглубинной геофизики» не установлено. Но на основании ранее проведенных исследований с помощью сейсмической томографии [Komzeleva et al., 2021] можно предполагать единое тепловое питание для всех термальных полей не только южной группы, но и в целом для геотермальной системы Камбального вулканического хребта. Таким образом, показано, что термальные поля южной группы Камбального вулканического хребта входят в состав современной гидротермальной системы. Но требуются дополнительные геофизические, геологические, геохимические и др. исследования для понимания строения и зоны разгрузки парогидротерм, и структуры подводных каналов глубинного газоводного флюида.

Защищаемый научный результат №3:

Южная группа термальных полей Камбального вулканического хребта характеризуется пониженным модулем индукции магнитного поля T по сравнению с Паужетским и Нижне-Кошелевским геотермальными месторождениями, что свидетельствует о более интенсивном изменении горных пород хребта гидротермально-метасоматическими процессами. Каждое

термальное поле южной группы образовано в различных геологических условиях: Дальнее - в зоне линейного тектонического нарушения, Центральное - в эродированном кратере палеовулкана Термальный, Ближнее - в контактовой зоне экструзии кислого состава. На основании комплексных геофизических данных установлена гидродинамическая связь Южно-Камбального Дальнего и Южно-Камбального Центрального термальных полей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании магниторазведочных и других геофизических исследований на термальных полях и геотермальных месторождениях Паужетско-Камбально-Кошелевского района Южной Камчатки установлены следующие особенности геологического строения зоны разгрузки парогидротерм.

1. Строение зоны разгрузки парогидротерм Паужетского геотермального месторождения существенно отличается на западном и восточном участках. На Восточном участке месторождения подъем глубинных термальных вод контролируется тектономагматическими блоками и происходит по контактовой зоне вдоль субвулканических тел. На Западном участке наблюдается латеральное растекание гидротерм верхнего водоносного горизонта по системе радиально-концентрических трещин в приподнятых тектонических блоках. Восточный участок перспективен на поиск высокотемпературных глубинных термальных вод, Западный – на выделение близповерхностных геотермальных резервуаров.

2. Разгрузка парогидротерм на Нижне-Кошелевском геотермальном месторождении происходит за счет подъема геотермального флюида по субвертикальной трещинно-жильной системе. Непосредственно под Нижне-Кошелевской термоаномалией выделена область аргиллизации пород, насыщенная парогазовой смесью и распространяющаяся на глубину более 250 м. Определены участки скрытой разгрузки термальных вод, приуроченные к линейным разрывным тектоническим нарушениям. Зона разгрузки парогидротерм

связана субвертикальными каналами с глубинным источником газогидротермальных флюидов.

3. Каждое термальное поле южной группы Камбального вулканического хребта образовано в различных геологических условиях: Дальнее - в зоне линейного тектонического нарушения, Центральное - в эродированном кратере вулкана Термальный, Ближнее - в контактовой зоне экструзии кислого состава. По результатам первых комплексных геофизических данных установлена гидродинамическая связь Южно-Камбального Дальнего и Южно-Камбального Центрального термальных полей.

В ходе многолетних исследований в Паужетско-Камбально-Кошелевском геотермальном районе магниторазведка зарекомендовала себя как высокоэффективный геофизический метод при изучении гидротермальных систем. Современный приборный комплекс с встроенной GPS-привязкой измерений дает возможность проводить работы малой группой из двух человек. Компактность и относительно небольшой вес аппаратуры позволяет выполнять съемку в условиях высокогорного рельефа и удаленности от базового лагеря. Покрытие магнитной съемкой больших площадей в летний и, особенно, в зимний период, дает возможность выделения крупных структурных неоднородностей, геологических тел, тектонических нарушений, областей гидротермально измененных пород на исследуемой территории. Кроме того, проведение магнитометрии является экономически обоснованным и мало затратным, в сравнении с другими геофизическими методами.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная:

1. Апрельков С.Е., Ежов Б.В., Оточкин В.В., Соколов В.А. Вулкано-тектоника Южной Камчатки // Бюллетень Вулканологических станций, 1979. № 57. с. 72-78.
2. Апрельков С.Е., Ольшанская О.Н. Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеанская геология. 1989. № 1. С. 53-66.

3. Апрельков С.Е., Попруженко С.В., Богдан П.С., Касьянюк Е.Е. Структуры фундамента и локализация вулканизма Южной Камчатки // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 35-44.
4. Басков Е.А., Суриков С.Н. Гидротермы Земли. Л.: Недра, 1989. 245 с.
5. Белоусов В.И. Геология геотермальных полей в областях современного вулканизма. М.: Наука, 1978. 175 с.
6. 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.
7. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2009. 677 с.
8. Бескровный Н.С., Лобков В.А. Закономерности распространения углеводородных газов в современных гидротермальных системах Камчатки // Гидротермальный процесс в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1977. С.110-119.
9. Богданов Ю.А. Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир, 1997. 164 с.
10. Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сержников А.И., Спиченкова М.В. Гидротермы Кошелевского вулканического массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 58-84.
11. 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.
12. Вакин Е.А., Кирсанов И.Т., Кирсанова Т.П. Термальные поля и горячие источники Мутновского вулкана // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки, Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 85-114.
13. Вакин Е.А., Сугробов В.М. Основные результаты комплексных исследований и их применение при изучении геотермальных месторождений // Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм / Отв. ред. Сугробов В.М. М.: Наука. С. 189-201.
14. Газогидротермы активных вулканов Камчатки и Курильских островов: состав, строение, генезис / отв. ред. Гаськова О.Л., Манштейн А.К. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. 282 с.
15. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под ред. Сергеева К.Ф., Красного М.Л. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.

16. Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Нуждаев А.А. Извержение вулкана Камбальный в 2017 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Т. 14. № 2. 2017. С. 263-267. DOI: [10.21046/2070-7401-2017-14-2-263-267](https://doi.org/10.21046/2070-7401-2017-14-2-263-267)
17. 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.
18. Гравиразведка. Справочник геофизика / Под ред. Мудрецов Е.А., Веселова К.Е. М.: Недра. 1990. 587 с.
19. Гринкевич Г.И. Магниторазведка. М.: Недра. 1971. 272 с.
20. Давыдова В. О., Биндеман И. Н., Щеклеина М. Д., Рычагов С. Н. Паужетская кальдера (Южная Камчатка): изучение временной эволюции и происхождения объемного кислого магматизма // Петрология. Т. 30. №5. 2022. С. 480-497 DOI: [10.31857/S0869590322050028](https://doi.org/10.31857/S0869590322050028)
21. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки М.: Наука, 1980. 172 с.
22. 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.
23. Жатнуев Н.С., Рычагов С.Н., Миронов А.Г., Королева Г.П., Стефанов Ю.М., Богданов Г.В. Пародоминирующая система и геохимический барьер жидкость-пар Верхнего термального поля Паужетского месторождения // Вулканология и сейсмология. № 1. 1991. С. 62-78.
24. Зубин М.И. Геофизические поля и глубинное строение по геофизическим данным // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 10-19.
25. Иванов В.В. Основные закономерности формирования и распространения термальных вод Камчатки // Труды Лаборатории вулканологии. М.: 1958. С. 186-212.
26. Калачева Е.Г. Происхождение NH_4 и H_3BO_3 в парогидротермах Кошелёвского массива // Материалы региональной конференции, «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 266-272.
27. Кирюхин А.В., Журавлев Н.Б. Возможности использования Паратунского геотермального месторождения для теплообеспечения Камчатки // Вулканология и сейсмология. №2. 2019. С. 21-33.
28. Кирюхин А.В., Лесных М. Д., Поляков А. Ю. Естественный гидродинамический режим Мутновского геотермального резервуара и его связь с сейсмической активностью // Вулканология и сейсмология. № 1. 2002. С. 51-60.

29. Кирюхин А.В., Такахаши М., Поляков А. Ю., Лесных М. Д., Батаева О.П. Исследование условий водного питания Мутновского геотермального месторождения с использованием данных по изотопии кислорода (^{18}O) и водорода (D) // Вулканология и сейсмология. № 4-5. 1998. С. 54-62.
30. Киссин И.Г. Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука, 2009. 328 с.
31. Комплексные геофизические исследования геологического строения месторождений термальных вод Камчатки / Отв. ред. В.М. Сугробов. М.: Наука, 1985. 112 с.
32. Кононов В.И., Поляк Б.Г. Больше-Баннные источники на Камчатке // Гидротермальные условия верхних частей земной коры. М.: Наука, 1964. С. 52-72.
33. Коробов А.Д. Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 2019. 120 с.
34. 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.
35. Краевой Ю.А. Охапкин В.Г., Сережников 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.
36. Крашенинников С.П. Описание земли Камчатки. СПб., Т. 1. 1755.438 с.
37. Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Горбатиков А.В. и др. Глубинная структура района Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии по данным микросейсмического зондирования // Доклады РАН. Т. 435. №1. 2010. С. 96-101.
38. 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. № 1. 2014.С. 20-37.
39. Лебедев М.М., Декусар З.Б. Проявление углеводов в термальных водах Южной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1980. № 5. С. 93-97.
40. Левина В.И., Фирстов П.П., Зобин В.М. Сейсмичность Паужетского геотермального района на Камчатке // Вулканология и сейсмология, 1980. № 2. С. 81-97.
41. Леонов В.Л. Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1989. 104 с.

42. Литасов Н.Е., Вадеевская А.А. Вулкан Камбальский: научное издание // Действующие вулканы Камчатки, в 2-х томах. М.: Наука, 1991. Т. 2. С. 396-405.
43. Лыгин И.В., Чепиго Л.С., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М., Булычев А.А. Методика геоплотностного и геомагнитного интерактивного моделирования в зависимости от объема и состава априорной геолого-геофизической информации // Геофизика. № 6. 2022. С. 57-70. DOI: [10.34926/geo.2022.95.89.008](https://doi.org/10.34926/geo.2022.95.89.008)
44. Маврицкий Б.Ф., Отман Н.С., Шпак А.А. Особенности методики поисково-разведочных работ на месторождениях гидротерм в молодых вулканических областях // Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. 1979. С. 46-54.
45. Магнитометр пешеходный протонный ММП-203: Техническое описание и инструкция по эксплуатации. Москва, 1987. 33 с.
46. 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.
47. Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 198 с.
48. Нехорошев А.С. Гидротермальная деятельность района хребта Камбального на южной Камчатке // Бюл. Вулканол. станции. М.: АН СССР. № 28. 1959. С. 23-32.
49. **Нуждаев И.А.**, Рычагов С.Н., Феофилактов С.О., Букатов Ю.Ю. Геолого-геофизическое моделирование структуры гидротермальной системы южной группы термальных полей Камбального вулканического хребта (Камчатка) // Геология и геофизика. №5. 2024. С. 727-741. DOI: [10.15372/GiG2023191](https://doi.org/10.15372/GiG2023191)
50. **Нуждаев И. А.**, Рычагов С. Н., Феофилактов С. О., Денисов Д. К. Особенности магнитного поля геотермальных систем Паужетского района (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. № 2. 2023. С. 33-51. DOI: [10.31857/S0203030622060049](https://doi.org/10.31857/S0203030622060049)
51. **Нуждаев И.А.**, Феофилактов С.О. Зимние магнитометрические исследования на Паужетском геотермальном месторождении: методика, краткие результаты // Материалы конференции «Исследования в области наук о Земле». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 75-84.
52. **Нуждаев И.А.**, Феофилактов С.О. Современное состояние изученности строения центральной части Нижне-Кошелевского геотермального месторождения и результаты магнитной съемки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. № 2. Выпуск 22. 2013. С 231-241.

53. Нуждаев А.А., Чернов М.С., Феофилактов С.О., **Нуждаев И.А.** Нижне-Кошелёвское Новое термальное поле: история появления и развитие // XI Региональная молодёжная научная конференция «Исследования в области наук о Земле». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2013. С. 111-124.
54. Нуждаев А.А. Новые результаты изучения Верхне- и Нижне-Кошелёвской термоаномалий // Материалы VI региональной молодежной научной конференции «Исследования в области наук о Земле» Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. Витуса Беринга, 2008. С. 43-49.
55. Нурмухамедов А.Г. Банные источники гидротерм как потенциальный источник энергоснабжения на юге Камчатки // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). № S40. 2016. С. 144-158.
56. Нурмухамедов А.Г., Чернев И.И., Алексеев Д.А., Яковлев А.Г. Трёхмерная модель Мутновского месторождения парогидротерм // Физика Земли. № 9. 2010. С. 15-26
57. Овсянников А.А., Зубин М.И. Вулкан Мутновский // Действующие вулканы Камчатки. В 2-х т. Т. 2 / Отв. ред. Федотов С.А., Масуренков Ю.П. М.: Наука. 1991. С. 316-338.
58. Руководство по эксплуатации GSM-19 v7.0 www.gemsys.ca 2007. 137 с.
59. Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Чернов М.С., Философова 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.
60. Пампура В.Д., Сандмирова Г.П. Геохимия и изотопный состав стронция в гидротермальных системах. Новосибирск: Наука, 1991. 120 с.
61. Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 208 с.
62. Пашкевич Р. И., Шадрин А.В., Чернев И.И. Трёхмерная геологическая модель Мутновского месторождения парогидротерм // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). № S35. 2017. С. 315-326.
63. Пийп Б.И. Термальные ключи Камчатки. М.: Труды СОПС АН СССР, Вып. 2. 1937. 264 с.
64. Писарева М.В. Зона природного пара Нижнекошелёвского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. № 2. 1987. С. 52-63.
65. Поздеев А.И., Нажалова И.Н. Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелёвского месторождения парогидротерм // Вулканология и сейсмология. № 3. 2008. С. 32-45.
66. Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. № 5. 1979. С. 3-23.

67. Пономарева В.В. Крупнейшие эксплозивные вулканические извержения и применение их тефры для датирования и корреляции форм рельефа и отложений // Автореферат дисс. докт. геогр. наук. М.: Институт географии РАН, 2010. 51 с.
68. Ривош Л.А. Карта аномального магнитного поля СССР. Камчатка. 1962.
69. Рычагов С.Н. Гигантские газо-гидротермальные системы и их роль в формировании пародоминирующих геотермальных месторождений и рудной минерализации // Вулканология и сейсмология. № 2. 2014. С. 3-28. DOI: [10.7868/S0203030614020060](https://doi.org/10.7868/S0203030614020060)
70. 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. Т. 482. № 2. 2018. С. 183-187. DOI: [10.31857/s086956520003188-9](https://doi.org/10.31857/s086956520003188-9)
71. 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. № 2. 2009. С. 39-56.
72. Рычагов С.Н., Кравченко О.В., Нуждаев А.А. и др. Южно-Камбальное термальное поле: структурное положение, гидрогеохимические и литологические характеристики // Материалы ежегодной научной конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 198-201.
73. Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Сергеева А.В., **Нуждаев И.А.** Состав пепла вулкана Камбальный (извержение 2017 г.) // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. Вып. 36. № 4. 2017а. С. 13-27.
74. Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Чернов М.С., Кравченко О.В., Карташева Е.В. Состав, строение и происхождение карбонатных конкреций Южно-Камбального Центрального термального поля (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. № 4. 2021. С. 45-60. DOI: [10.31857/S0203030621040052](https://doi.org/10.31857/S0203030621040052)
75. Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Чернов М.С. Минеральные ассоциации основания толщи глин как индикаторы флюидного режима Паужетской гидротермальной системы (Камчатка). // Тихоокеанская геология. Т. 36. № 6. 2017б. С. 90-106.
76. Рычагов С.Н., Чернов М.С., Соколов В.Н. Гидротермальные глины геотермальных полей Южной Камчатки: новый подход и результаты исследований // Геохимия. № 4. 2012. С. 378-392.
77. Селянгин О.Б. К вулканам Мутновский и Горелый: Вулканологический и туристический путеводитель, Петропавловск-Камчатский. 2018. 114 с.

78. Селянгин О.Б. Новое о вулкане Мутновский: строение, развитие, прогноз // Вулканология и сейсмология. № 1. 1993. С. 17-35.
79. Сержников П.И., Литасов Н.Е., Огородов Н.В., Спеченкова М.В. Кошелевский вулканический массив // Бюл. вулк. станции. №49. 1973. С. 54-59.
80. Сержников А.И., Селецкий Ю.Б., Поляков В.А. и др. Дейтерий, кислород-18 и тритий в термальных водах Южной Камчатки (распространенность и участие в процессах формирования вод) // Геохимия. № 2. 1982. С. 178-191.
81. Соколов К.П. Геологическое истолкование магниторазведочных данных. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 134 с.
82. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
83. Сугробов В.М., Кононов В.И., Постников А.И. Прогнозные геотермальные ресурсы областей современного вулканизма Камчатки и Курильских островов: научные и прикладные аспекты // Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма. Петропавловск-Камчатский: ОТТИСК, 2005. С. 9-24.
84. Феофилактов С.О. Блоковая структура Паужетского геотермального месторождения (Южная Камчатка): новая геолого-геофизическая модель // Автореферат дисс. канд. геол.-мин. Наук. И.: Институт земной коры СО РАН, 2022. 16 с.
85. Феофилактов С.О., **Нуждаев И.А.** Новые данные о распределении температур грунтов в районе Верхне-Кошелевских паровых струй // Материалы региональной молодежной конференции «Исследования в области наук о Земле». Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. В. Беринга. 2009. С. 101-108.
86. Феофилактов С.О., **Нуждаев И.А.**, Денисов Д.К. Строение зоны разгрузки парогидротерм Южно-Камбального Центрального термального поля по геофизическим данным (Южная Камчатка) // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2020а. С. 227-230.
87. 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.
88. Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., Букатов Ю.Ю., **Нуждаев И.А.**, Денисов Д.К. Строение зоны разгрузки парогидротерм Верхне-Паужетского термального поля // Геология и геофизика. Т. 61. № 9. 2020б. С. 1194-1214.
89. 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.
DOI: [10.31857/S020303062101003X](https://doi.org/10.31857/S020303062101003X)
90. 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.
DOI: [10.7868/S0203030617050030](https://doi.org/10.7868/S0203030617050030)
91. Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., **Нуждаев И.А.** Структура и изменение термальных полей южной группы Камбального вулканического хребта (Камчатка) по температурным съемкам грунтов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. Вып. 61 № 1. 2024. С. 57-71
DOI: [10.31431/1816-5524-2024-1-61-57-71](https://doi.org/10.31431/1816-5524-2024-1-61-57-71)
92. Фирстов П.П., Лобачева М.А. Волновые возмущения в атмосфере, сопровождавшие извержение вулкана Камбальный (Камчатка) в 2017 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. Вып. 38. № 2. 2018. С. 45-58.
93. Фролова Ю.В., Чернов М.С., Рычагов С.Н., и др. Изменение андезитов Нижне-Кошелевского термального поля в процессе гидротермальной аргиллизации (Южная Камчатка) // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 236-239.
94. Фролова Ю.В., Рычагов С.Н., Чернов М.С. и др. Инженерно-геологические аспекты изменения вулканогенных пород в зоне кислотного выщелачивания Южно-Камбальных термальных полей (Южная Камчатка) // Инженерная геология. Т. XV. № 1. 2020. С. 36-51.
DOI: [10.25296/1993-5056-2020-15-1-36-51](https://doi.org/10.25296/1993-5056-2020-15-1-36-51)
95. 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.
96. Чепиго Л.С., Лыгин И.В., Булычев А.А. Решение обратной задачи гравirazведки с переменной скоростью градиентного спуска // Геофизические исследования. Т. 23. № 1. 2022. С. 5-19. DOI: [10.21455/gr2022.1-1](https://doi.org/10.21455/gr2022.1-1)
97. Чепиго Л.С. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2022610137 GravMagInv, 10 января 2022 (<https://fips.ru/EGD/3802bc21-d68a-427b-b34d-66c0d1054271>)
98. Aboud E., Salem A., Mekki M. Curie depth map for Sinai Peninsula, Egypt deduced from the analysis of magnetic data // Tectonophysics. V. 506. 2011 P. 46-54.

99. Allis R. G., Hunt T. M. Analysis of exploitation induced gravity changes at Wairakei geothermal field // *Geophysics*, V. 51, 1986, P. 1647-1660.
100. 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*, V. 39, 2010, P. 13-34.
101. Bannister S., Sherburn S., Bourguignon S. et al. Preprocessing for Reservoir Seismicity Location: Rotokawa Geothermal Field, New Zealand // *Proceedings World Geothermal Congress. Bali, Indonesia, 2010*, 5 p.
102. 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.* V. 268, 2013, P. 36-45.
103. Best practices guide for geothermal exploration // *International Geothermal Association, Germany, 2014*, 196 p.
104. Browne, P.R.L. Hydrothermal alteration in active geothermal fields // *Annual Review Earth and Planetary Science.* V. 6, 1978, P. 229-250.
105. Cabezas D.H. Precision Gravity Data of the Miravalles Geothermal Field an Ongoing Assessment // *Proceedings World Geothermal Congress. Bali, Indonesia, 2010*, 4 p.
106. 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.*, V. 180, 2009, P. 50-66.
107. Fisher T.P. Volcanic, magmatic and hydrothermal gases // *The Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press. 2015.* P. 779-797.
108. Frolova Ju.V., Chernov M.S., Rychagov S.N. et al. 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.* Vol. 79. 2020. P. 3-20. DOI: [10.1007/s10064-020-02007-2](https://doi.org/10.1007/s10064-020-02007-2)
109. Hochstein M.P., Browne P.R.L. Surface Manifestations of Geothermal Systems with Volcanic Heat Sources // *Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press. 2000.* P.835-855.
110. 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. Melbourne, Australia, 2015*, 5 p.
111. 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. Melbourne, Australia, 2015*, 7 p.

112. Komzeleva V., Koulakov I., Rychagov S.N. et al. Sources of the eruption of Kambalny volcano (Southern Kamchatka) in March 2017 inferred from local earthquake tomography // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2021. V. 420. 107392
DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2021.107392](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107392)
113. 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.
114. 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*. Melbourne, Australia, 2015, 10 p.
115. 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*. Bali, Indonesia, 2010, 6 p.
116. Long H, Qingjun Z., Puyuan T., Wenguang H. Technologies and Applications of Geophysical Exploration in Deep Geothermal Resources in China // *Proceedings World Geothermal Congress*. Melbourne, Australia, 2015, 8 p.
117. Martakusumah R., Srigitomo W., Suryantini et al. Gravity Analysis for Hidden Geothermal System in Cipanas, Tasikmalaya Regency, West Java // *Proceedings World Geothermal Congress*. Melbourne, Australia, 2015, 9 p.
118. Mujihardi B., Nugraha A.D., Widiyantoro S. et al. Identificaion of Fracture Zones in Geothermal Field Based on Microseismic Events // *Proceedings World Geothermal Congress*. Melbourne, Australia, 2015, 5 p.
119. Mohammadzadeh M., Mirzaei S., Nouraliee J., Porkhial S. Integrated magnetic and gravity surveys for geothermal exploration in Central Iran // *Arab J Geosci*. 2016. 12 p.
120. 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*. Bali, Indonesia, 2010, 9 p.
121. Mwakirani R. Integrated Geophysical Model for Suswa Geothermal Prospect using Resistivity, Seismics and Gravity Survey Data in Kenya // *Proceedings World Geothermal Congress*. Melbourne, Australia, 2015, 6 p.
122. 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*. Melbourne, Australia, 2015, 5 p.

123. 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. Bali, Indonesia, 2010, 6 p.
124. 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.
125. Omiti A. Resistivity Structure of the Eburru Geothermal Field, Kenya. Depicted Through 1D Joint Inversion of MT and TEM Data // Proceedings World Geothermal Congress. Melbourne, Australia, 2015, 13 p.
126. 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. Melbourne, Australia, 2015, 11 p.
127. Soengkono S., Hochstein M.P. Application of magnetic method to assess the extent of high temperature geothermal reservoirs // Proceedings 12th Workshop Geothermal Reservoir Engineer, 1995. P. 71-78.
128. Soengkono S., Hochstein M.P. Interpretation of magnetic anomalies over the Reporoa geothermal field, Taupo volcanic zone, New Zealand // Proceedings 18th NZ Geothermal Workshop, 1996. P. 243-248.
129. 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. Bali, Indonesia, 2010, 6 p.
130. Spichak V., Manzella A. Electromagnetic sounding of geothermal zones // J. Appl. Geophys. V. 68, 2009, P. 459-478.
131. Wolfe J. E. Microseismic Measurement of Fracture Geometry using Synchronized Three Component Geophone Extended Arrays // CSPG/CSPE Geoconvention, Calgary, Alberta, Canada, 2007. 1 p.
132. Younker L. W., Kasameyer P.W, Tewhey J.D Geological, Geophysical, and Geothermal Characteristics of the Salton Sea Geothermal Field, California. Journal of Volcanology and Geothermal Research, V. 12, Issues 3-4, 1982, P. 221-258.

Фондовая:

133. Асаулова Н.П. Отчет о результатах геологоразведочных работ и опытно-промышленной разработки Паужетского геотермального месторождения за период 1960-2006 гг.

- Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному федеральному округу. Петропавловск-Камчатский, 2006. 300 с.
134. 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.
135. Шварц Я.Б. Отчет о поисковых работах, проведенных на Нижне-Кошелевском месторождении парогидротерм в 1975-1984 гг. Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному федеральному округу. Петропавловск-Камчатский, 1984. 201 с.