ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОТЕХНОЛОГИЧЕСКИЙ ЦЕНТР ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Мамаев Дмитрий Викторович

ТЕПЛОПЕРЕНОС В ПОРОДАХ КОШЕЛЕВСКОЙ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ В ЕСТЕСТВЕННОМ СОСТОЯНИИ И ПРИ ПЕРСПЕКТИВНОМ ПОЛУЧЕНИИ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ

Специальность 25.00.20 – Геомеханика, разрушение горных пород,

рудничная аэрогазодинамика и горная теплофизика

Диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук

Научный руководитель

доктор технических наук Пашкевич Р.И.

Петропавловск-Камчатский

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
1. Характеристика, строение и тепловые ресурсы Кошелевской	
геотермальной системы	14
1.1. Краткая геологическая и гидрогеологическая характеристика	14
Кошелевской геотермальной системы	
1.2. Термопроявления Кошелевской геотермальной системы	26
1.3. Концепции теплового питания геотермальной системы	28
1.4. Оценки геотермальных ресурсов системы	30
1.5. Выводы по главе 1 и постановка задач исследования	32
2. Разработка трехмерной термогидродинамической модели	
Кошелевской геотермальной системы	34
2.1. Вычислительный эксперимент как технология исследования	
теплопереноса в геотермальной системе	34
2.2. Характеристики программы HYDROTHERM для	
термогидродинамического моделирования теплопереноса	35
2.3. Процессы теплопереноса в недрах геотермальных систем	36
2.4. Построение термогидродинамической модели	37
2.4.1. Оценка параметров магматического очага	37
2.4.1.1. Методы оценки размеров магматических очагов	37
2.4.1.2. Возраст магматического очага	39
2.4.1.3. Объемный расход магмы	40
2.4.1.4. Оценка размеров магматического очага по методу ак.	
Федотова	46
2.4.1.5. Оценка размеров магматического очага по кольцевому	
тектоническому разлому	48
2.4.1.6. Геометрия и локализация магматического очага	53
2.4.2. Область моделирования	54
2.4.3. Физические свойства горных пород	56

2.4.4. Дискретизация области моделирования	59
2.5. Выводы по главе 2	60
3. Термогидродинамическое моделирование теплопереноса в	
Кошелевской геотермальной системе	62
3.1. Качественные и полуколичественные термогидродинамические	
модели	62
3.1.1. Серия моделей S0 – начальные модели	62
3.1.1.1. Описание и результаты серии моделей S0	64
3.1.1.2. Анализ результатов серии моделей S0	71
3.1.2. Серия моделей S1 – глубокий субширотный разлом	71
3.1.2.1. Описание и результаты серии моделей S1	73
3.1.2.2. Анализ результатов серии моделей S1	78
3.1.3. Серия моделей S2 – моделирование при термовыводящем	
канале диаметром 500 м на Нижне-Кошелевском участке	79
3.1.3.1. Описание и результаты серии моделей S2	81
3.1.3.2. Анализ результатов серии моделей S2	90
3.1.4. Серия моделей S3 – моделирование при термовыводящем	
канале диаметром 1200 м на Нижне-Кошелевском участке	90
3.1.4.1. Описание и результаты серии моделей S3	92
3.1.4.2. Анализ результатов серии моделей S3	102
3.1.5. Серия моделей S4 – модели, качественно соответствующие	
натурным данным	103
3.1.5.1. Описание и результаты серии моделей S4	103
3.1.5.2. Анализ результатов серии моделей S4	107
3.2. Влияние физических свойств пород на теплоперенос в системе	109
3.2.1. Варьирование теплопроводности пород	110
3.2.2. Варьирование теплоемкости пород	112
3.2.3. Варьирование плотности пород	113
3.2.4. Варьирование пористости пород	115

3.2.5. Варьирование проницаемости пород	116
3.2.6. Анализ результатов варьирования физических свойств пород	118
3.3. Влияние размеров и температуры поверхности магматического очага	
на теплоперенос в системе	119
3.4. Калибровка термогидродинамических моделей по натурным	
данным	123
3.5. Выводы по главе 3	129
4. Технологические параметры и технико-экономическая оценка	
эффективности освоения геотермальных ресурсов Кошелевской	
системы	130
4.1. Оценка технико-экономической эффективности проектов	
геотермальных электростанций	130
4.2. Технологические параметры геотермальной циркуляционной	
системы на Нижне-Кошелевском участке месторождения	135
4.3. Технико-экономическая оценка эффективности разработки	
геотермальных ресурсов Нижне-Кошелевского участка месторождения	139
4.4. Финансово-экономическая оценка эффективности проекта	142
4.5. Выводы по главе 4	143
Заключение	144
Список использованных источников	145

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. В настоящее время суммарная прогнозная мощность геотермальных систем на территории полуострова Камчатка составляет 4 – 5 ГВт. Установленная мощность всех типов электростанций Камчатского края по данным на 2017 год составила 648,8 МВт. Доля геотермальных электростанций в структуре установленной мощности – 11,4%. Одной из основных проблем топливно-энергетического комплекса Камчатского края является зависимость от привозного углеводородного топлива. Это в свою очередь определяет формирование высоких тарифов на электрическую и тепловую энергию. Повышение степени использования возобновляемых источников энергии способно стимулировать развитие Дальнего Востока России, в первую очередь Камчатского края и Курильских островов, и создать предпосылки перевода их энергетики на безтопливный вариант.

В соответствии с распоряжением Правительства Российской Федерации от 13.11.2009 г. №1715р «Об энергетической Стратегией России на период до 2030 года» для достижения стратегической цели развития страны необходимо решить задачу максимального использования возможностей геотермальной энергетики для обеспечения тепло- и электроснабжения изолированных регионов, богатых геотермальными ресурсами (полуостров Камчатка, остров Сахалин, Курильские острова).

Приоритетной задачей согласно «Схеме и программе развития энергетики Камчатского края на 2018 – 2022 годы» является поэтапное увеличение использования местных возобновляемых энергетических ресурсов: на основе гидро- и геотермальных ресурсов.

В южной части Камчатского края действует Озерновский энергоузел. Максимальная мощность потребления составляет 7 МВт по данным на 2017 год. Основным производителем электрической энергии является Паужетская ГеоЭС установленной мощностью 12 МВт. Однако ее фактическая мощность ограничена на уровне 5,9 МВт из-за снижения потенциала Паужетского месторождения парогидротерм. В настоящее время дефицит электроэнергии восполняется дизельными электростанциями. На расстоянии около 18 км от Паужетского месторождения находится Кошелевская геотермальная система – крупное месторождение парогидротерм. При освоении его тепловых ресурсов возможно не только восполнение дефицита электроэнергии для существующих потребителей, но и реализация перспективного проекта по опыту Исландии: геотермального энерготехнологического комплекса промышленного получения водорода.

С 2008 года обсуждается проект, предложенный ООО «Клерос» и корпорацией «Нордурал», по строительству алюминиевого комбината мощностью до 833 тыс. т/год и морского порта в районе п. Озерновский, на расстоянии около 15 км от Кошелевской геотермальной системы. Предлагается использовать геотермальные ресурсы Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района для генерации электроэнергии (минимальный объем 300 МВт, целевой – 1000 МВт). Корпорация «Нордурал» владеет алюминиевым комбинатом производительностью 260 тыс. т/год, расположенным в Грундартанги, Исландия. Это единственный в мире алюминиевый комбинат, использующий геотермальную энергию в качестве основы своей деятельности (на 70%).

Ресурсы пара Кошелевского месторождения парогидротерм подсчитаны по категории C₂ в количестве 161 МВт. Прогнозная тепловая мощность Кошелевской геотермальной системы в целом оценивается до 943 МВт. Оценки прогнозной электрической мощности Кошелевской геотермальной системы существенно различаются: от 87 до 279 МВт по данным разных источников.

Следует отметить, что расчеты, основанные на тепловой энергии резервуара, являются приблизительными, т.к. характеристики самого резервуара и природного теплоносителя на больших глубинах являются предположительными. Например, Сугробовым В.М. была принята унифицированная вертикальная геометрия резервуара для ряда геотермальных месторождений Камчатки, в том числе и для Кошелевского: кровля на глубине 0,5 км, мощность – 2,5 км. Объем

резервуара определялся по площади термопроявлений, которая в свою очередь выражается неоднозначными оценками с погрешностью не менее 30%.

Достоверных сведений об источнике теплового питания Кошелевской геотермальной системы также нет. Большинство исследователей на основании геологического строения и тектоники района в целом и вулканического массива в частности сходятся во мнении, что источником тепловой энергии является магматический очаг (или несколько), залегающий на относительно небольшой глубине. Конфигурация концентрических кольцевых разломных зон в районе вулканического массива дает основание полагать, что источниками тепла для современных тепловых аномалий могут быть несколько залегающих на разной глубине магматических очагов.

Рассматривая совместное залегание основных и кислых магм, Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сережников А.И., Спиченкова М.В., тем не менее, из-за недостатка данных не берутся судить, имеют ли эти магмы разобщенные источники или являются результатом дифференциации в одном очаге. Поздеев А.И., Нажалова И.Н. полагают, что поступление базальтовых магм к поверхности прерывалось более длительными периодами проникновения из мантии лишь газового флюида, который иногда может проплавлять земную кору с образованием магматических камер.

Кирюхин A.B. термогидродинамическое выполнил моделирование Кошелевской геотермальной системы, в результате которого была показана способность неглубоко залегающего (на глубине 4 км) остывающего очага обеспечивать ее питание на протяжении 35 – 65 тыс. лет. Модель являлась гомогенной с константным коэффициентом проницаемости горных пород. моделирования Следует отметить, что целью было исследование на достоверность процесса остывания тела с аномально высокой температурой в недрах системы для проверки предположения о способности неглубоко залегающего очага обеспечивать наблюдаемый естественный вынос тепла в масштабе Кошелевского месторождения в целом. Не ставилась задача объяснить существование и локализацию конкретных термальных полей месторождения.

Модель объясняла существование прогрева в западной части, но в ней отсутствовал подъем геоизотерм, соответствующих Нижне-Кошелевским термопроявлениям. Также она не объясняла возникновение Верхне-Кошелевских паровых струй.

В условиях возрастающего интереса к возобновляемым экологически чистым источникам энергии, в частности к геотермальным ресурсам, освоение Кошелевской геотермальной системы может способствовать решению одной из проблем совершенствования топливно-энергетического баланса Камчатского края. Однако по настоящее время не было исследовано пространственное распределение и изменение во времени термогидродинамических параметров теплоносителя при потенциальном освоении тепловых ресурсов по технологии геотермальной циркуляционной системы для получения электроэнергии.

Цель диссертационной работы – обоснование целесообразности освоения тепловых ресурсов Кошелевской геотермальной системы на основе данных, полученных в результате исследования термогидродинамических процессов в породах системы методом численного моделирования.

Идея диссертационной работы состоит в использовании комплекса имеющихся данных о геологическом строении Кошелевской геотермальной системы для построения ее численной трехмерной термогидродинамической Калибровкой разработанной термогидродинамической модели. модели, выполненной по данным поискового бурения, обеспечить количественное объектом Использовать соответствие между моделью И исследования. разработанную модель ДЛЯ получения расчетного распределения термогидродинамических параметров геотермального теплоносителя в горных породах геотермальной системы в естественном состоянии и в ходе освоения тепловых ресурсов.

Задачи исследования:

- разработка численной трехмерной термогидродинамической модели Кошелевской геотермальной системы на основе комплекса геологогеофизических данных; - калибровка термогидродинамической модели по данным поискового бурения для достижения соответствия между моделью и объектом исследования;

- получение с помощью вычислительных экспериментов распределения термогидродинамических параметров геотермального теплоносителя в горных породах геотермальной системы в естественном состоянии и при освоении тепловых ресурсов;

- установление технологических параметров геотермальной циркуляционной системы для освоения тепловых ресурсов Кошелевской геотермальной системы.

Методы исследований. Использована комплексная методика исследования, включающая анализ и обобщение натурных наблюдений за тепловым режимом Кошелевской геотермальной системы, анализ данных о ее геологическом строении, анализ мирового опыта использования технологии геотермальных циркуляционных систем для выработки электрической энергии, компьютерное моделирование процессов теплопереноса в породах Кошелевской геотермальной системы по технологии вычислительного эксперимента.

Научная новизна работы:

- разработана трехмерная термогидродинамическая модель Кошелевской геотермальной системы, учитывающая фазовые переходы геотермального теплоносителя возможных состояний В полном диапазоне (включая надкритическое), теплофизические свойства горных пород и теплоносителя в диапазоне температур и давлений до 1200°С и 1 ГПа соответственно, сложное строение, фактический рельеф дневной геологическое поверхности, калиброванная по данным термометрии;

 на основе вычислительных экспериментов на разработанной модели получено распределение термогидродинамических параметров геотермального теплоносителя в горных породах Кошелевской геотермальной системы в естественном состоянии и при освоении тепловых ресурсов на Нижне-Кошелевском участке месторождения по технологии геотермальных циркуляционных систем;

- установлены технологические параметры геотермальной циркуляционной системы для перспективного освоения тепловых ресурсов Кошелевской геотермальной системы.

Научные положения, защищаемые в диссертации:

1. Разработанная трехмерная численная термогидродинамическая модель Кошелевской геотермальной системы по результатам калибровочных экспериментов количественно описывает распределение параметров геотермального теплоносителя в проницаемых горных породах.

2. Исследование процессов теплопереноса в горных породах Кошелевской геотермальной системы возможно на основе разработанной трехмерной численной термогидродинамической модели, учитывающей надкритическое состояние геотермального теплоносителя в окрестности магматического очага.

3. На основе тепловых ресурсов Нижне-Кошелевского участка месторождения возможна эксплуатация пилотной ГеоЭС мощностью 6 МВт в течение 30 лет при разработке по технологии геотермальных циркуляционных систем с расходом теплоносителя 70 кг/с.

Практическая значимость работы:

- разработанная термогидродинамическая модель может быть использована при дальнейшем исследовании Кошелевской геотермальной системы;

полученные данные о распределении термогидродинамических параметров
в породах системы могут быть использованы при уточнении прогнозных
геотермальных ресурсов;

- результаты термогидродинамического моделирования могут быть использованы для прогноза параметров геотермального теплоносителя при разработке ресурсов объекта;

- установленные технологические параметры геотермальной циркуляционной системы могут быть рекомендованы для проектирования пилотной системы освоения геотермальных ресурсов Кошелевской геотермальной системы.

Достоверность и обоснованность научных положений и выводов обеспечена:

- подробным анализом значительного объема предшествующих работ, содержащих данные об объекте исследования;

- использованием фундаментальных физических законов сохранения массы и энергии в основе численной модели теплопереноса;

- большим количеством выполненных вариантов вычислительных экспериментов в широком диапазоне входных параметров;

- количественным соответствием полученных в работе результатов с натурными данными.

Личный вклад автора заключается в постановке цели, формулировке задач и разработке методики исследований, систематизации и обработке геологических, гидрогеологических, геотермических и вулканологических данных, модификации обеспечения термогидродинамического программного для моделирования, разработке вспомогательного программного обеспечения обработки для разработке результатов, численной термогидродинамической модели, выполнении вычислительных экспериментов и интерпретации полученных результатов.

Апробация диссертации

Содержание и основные положения диссертационной работы доложены: на НИГТЦ ДВО заседаниях научно-исследовательского отдела PAH, г. Петропавловск-Камчатский в 2015-2018 годах; на VII Международной научной конференции «Проблемы комплексного освоения георесурсов», Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск, 2018 г.; на II Международной геотермальной конференции «GEOHEAT 2018», г. Петропавловск-Камчатский, 2018 г.; на III Международной геотермальной конференции **«GEOHEAT** 2019», г. Петропавловск-Камчатский, 2019 г.

Публикации. По теме диссертации опубликовано 9 работ, в том числе 7 в научных изданиях, рекомендованных Высшей аттестационной комиссией при

Министерстве науки и высшего образования РФ, и 2 работы в научных изданиях, индексируемых в базе Scopus.

Благодарности. Автор благодарит Пашкевича Р.И. за научное руководство, постановку задач исследования и плодотворную критику.

Основное содержание работы

В главе 1 выполнен анализ предшествующих исследований Кошелевской геотермальной системы. Собрана совокупность имеющихся данных о ее стратиграфии, геологическом строении, тектонических нарушениях, гидрологической и гидрогеологической обстановке, структуре геотермальных проявлений. Рассмотрены существующие в настоящее время концепции теплового питания И прогнозные оценки геотермальных ресурсов. Сформулированы цель и задачи исследований.

В главе 2 на основании собранной совокупности данных разработана трехмерная термогидродинамическая модель Кошелевской геотермальной системы. Установлены границы области моделирования, начальные и граничные условия, характеристики магматического очага, геометрия доменов горных пород и их физические свойства.

В главе 3 последовательно представлены результаты численных расчетов при различных уточнениях строения модели и физических свойств горных пород для достижения качественного соответствия между имеющимися натурными об объекте данными исследования И расчетными значениями термогидродинамических параметров. Оценено влияние характеристик магматического очага (размера и температуры поверхности) и физических свойств горных пород (теплопроводности, теплоемкости, плотности, пористости и проницаемости) на процессы теплопереноса в геотермальной системе. Для обеспечения количественного соответствия между объектом исследования и моделью выполнена калибровка модели по данным, полученным при поисковом бурении.

В главе 4 выполнено численное моделирование эксплуатации геотермальной циркуляционной системы, оценена динамика термогидродинамических параметров теплоносителя в скважинах при эксплуатации. Установлены технологические параметры циркуляционной системы с целью перспективного получения геотермальной энергии, выполнена оценка финансово-экономической эффективности реализации проекта ГеоЭС мощностью 6 МВт.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, четырех глав, заключения, списка литературы из 138 наименований, содержит 159 страниц машинописного текста, 70 рисунков, 47 таблиц.

1. ХАРАКТЕРИСТИКА, СТРОЕНИЕ И ТЕПЛОВЫЕ РУСУРСЫ КОШЕЛЕВСКОЙ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

1.1. Краткая геологическая и гидрогеологическая характеристика Кошелевской геотермальной системы

Кошелевская геотермальная система расположена южной части В полуострова Камчатка на территории Усть-Большерецкого административного района, в 20 км от поселка Озерновский и в 15 км к востоку от побережья Охотского моря. Принадлежит Паужетско-Камбально-Кошелевскому [60], Южно-Камчатской геотермальному району входящему В состав геотермальной провинции [4]. Вулканический массив приурочен к южной части Восточно-Камчатского вулканического пояса [34], Голыгинской вулканической цепи [84]. Представляет собой короткий вытянутый в широтном направлении вулканический хребет сложного строения, сложенный из частично наложенных друг на друга построек вулканов: Древний, Западный, Валентин, Центральный и Восточный (рисунок 1.1).

Древне-Кошелевский – щитовой вулкан среднеплейстоценового возраста [53], самая ранняя постройка массива, сильно разрушен и практически не выделяется в рельефе местности.

Западно-Кошелевский – сильно разрушенный стратовулкан среднепозднеплейстоценового возраста [53] с эрозионной кальдерой, открытой в северной части, из которой берет начало исток ручья Гремучий. На пологом западном склоне расположены Нижне-Кошелевские парогидротермы.

Вулкан Валентин – конусообразный стратовулкан с широким основанием. Имеет кратер диаметром около 1,5 км, окруженный со всех сторон скалистыми зубчатыми стенами. В кратере расположены Верхне-Кошелевские парогидротермы. Из кратера через ущелье в северной части вытекает река Шумная. Центрально-Кошелевский – потухший стратовулкан голоценового возраста [53], имеет кратер диаметром около 1 км. С восточной и южной сторон кратер окружен скалистыми стенами, с западной стороны – сопкой Фумарольной (пик Пестрый). Из ледника в кратере в северном направлении вытекает основной исток реки Кошелевской.

Восточно-Кошелевский вулкан – стратовулкан, самая молодая постройка массива. В результате взрыва вблизи вершины возник Активный кратер. В нем возник конус глыбовой лавы [10], который является самой высокой точкой массива с абсолютной отметкой 1853 м [53]. Последнее историческое извержение, произошло в конце 17 века в юго-восточной части склона Восточно-Кошелевского вулкана [10, 36].



Рисунок 1.1. Обзорная схема Кошелевского вулканического массива. Термальные поля: 1 – Нижне-Кошелевское; 2 – Верхне-Кошелевское. Термальные источники: 3 – Сивучинские; 4 – Промежуточные; 5 – Сказка; 6 – Кальдерные; 7 – Шумные.

Ведущую роль в локализации высокотемпературных геотермальных систем на Камчатке играют крупные прогибы земной коры [59, 35]. В районе Кошелевской геотермальной системы геофизическими методами выявлен крупный прогиб земной коры северо-восточного простирания. Наиболее четко структура прогиба проявляется в рельефе мелового фундамента (рисунок 1.2), построенного на основе комплексной интерпретации сейсмогравиметрических данных [34]. Кровля мелового фундамента в пределах этого прогиба погружена на глубину 3 – 3,5 км, кровля кристаллического фундамента – на глубину более 6 км [17, 45].

В работе [33] описаны группы глубинных разрывных нарушений северовосточного и северо-северо-восточного простирания. Разломы северо-восточного простирания ограничивают протяженный грабен, который совпадает с прогибом мелового фундамента в районе Кошелевского массива [34]. Эти нарушения являются сбросами с наклоном плоскости сместителя к юго-востоку [33].

Конкретные термопроявления в пределах геотермальной системы трассируют более мелкие субширотные нарушения, которые занимают секущее положение по отношению к глубинному разлому, ограничивающему прогиб мелового фундамента [34]. Особенностями геологического строения Кошелевской системы являются отсутствие выдержанного в пространстве геотермального резервуара и доминирующая роль разломной тектоники [7].

Верхне- и Нижне-Кошелевские парогидротермы находятся в единой субширотной геотермальной трещинной зоне шириной около 2 км и протяженностью около 10 км, которая определяет площадь месторождения [7, 52, 53]. Она образована сбросом с опущенным южным крылом [10, 33]. Вдоль этой зоны происходила миграция эруптивных центров [7, 10, 20, 27, 64], к ней приурочены выходы парогидротерм и термальных источников [7, 10, 33, 52, 53]. Зона характеризуется повышенной проницаемостью и фиксируется полосой гидрохимических аномалий и аномально повышенными концентрациями CO₂, CH₄ и Rn в составе почвенного газа [7, 52]. Также она трассируется полосой

локальных отрицательных магнитных аномалий [7, 44] и аномально низкого геоэлектрического сопротивления [7].



Рисунок 1.2. Схема тектонических нарушений и прогиба мелового фундамента, построенная по данным [7, 10, 17, 33, 34, 52]. 1 – парогидротермы (1 – Нижне-Кошелевские; 2 – Верхне-Кошелевские); 2 – термальные источники (3 – Сивучинские); 3 – крупные разломы и сбросы северо-восточного простирания; 4 – трещины и сбросы северо-северо-восточного простирания; 5 – большой кольцевой разлом; 6 – зона повышенной трещиноватости субширотного простирания; 7 – позднеплейстоцен-голоценовые вулканы; 8 – средневерхнеплейстоценовые вулканы; 9 – кальдеры; 10 – мелкие вулканы, лавовые и шлаковые конусы; 11 – глубина кровли мелового фундамента, км.

На Нижне-Кошелевском участке месторождения отмечается [52] локальная тектоническая зона растяжения. По данным микросейсмического зондирования, глубинное строение Нижне-Кошелевской термоаномалии в микросейсмическом поле представляет собой чашеобразную область (рисунок 1.3) до глубины 200 –

300 м с уходящим на глубину до 1 км «узким корнем» [1, 2] или более 2 км по более поздним данным [3]. Эта область в микросейсмическом поле соответствует области разуплотненных пород, имеющих повышенную проницаемость относительно окружающих пород.



Рисунок 1.3. Разрез Нижне-Кошелевской термоаномалии по относительным скоростям поперечных сейсмических волн, полученный методом микросейсмического зондирования [1].

Вулканический раздроблен массив интенсивно В результате последовательного компенсационного погружения отдельных частей массива, которое привело возникновению кольцевых К И радиальных разломов вулканотектонического характера [10, 64]. Часть этих разрывных нарушений прослежена и дешифрирована по аэрофотоснимкам, часть находится под рыхлыми отложениями. По данным магнитометрической съемки на юго-западе Западно-Кошелевского большой вулкана выявлен кольцевой разлом, предположительно играющий экранирующую роль [7]. Отмечается особенность тектоники, связанная с интенсивным дроблением на границах крупных вулканических построек [10].

В геологическом отношении геотермальная система имеет сложную структуру с переслаиванием экструзивных и вулканогенно-осадочных

кайнозойских пород (рисунок 1.4), которые аккумулировались в районе прогиба мелового фундамента [17, 34] с раннего палеогена по настоящее время [53]. Кайнозойские породы повсеместно перекрывают верхнемеловой фундамент [34]. Кошелева Постройки вулканического массива базируются на миоцен-[10, 21, 36]. Развитие плиоценовом фундаменте отдельных построек вулканического массива продолжалось от среднего плейстоцена до голоцена [10, 36, 53, 58]. Вулканическая деятельность характеризуется переменным типом вулканизма [7, 33, 53], что проявилось на резко контрастном составе изверженных пород в голоцене [10, 24]. По результату анализа имеющейся совокупности геологических данных в таблицу 1.1 сведены характеристики основных геологических тел системы, которые в дальнейшем будут представлены в численной термогидродинамической модели.

Таблица 1.1

№ п.п.	Наименование геологического тела системы	Относительный возраст	Залегание	Состав
1	меловой фундамент	верхний мел	глубина кровли 3000 – 3500 м	Вулканогенно-кремнистые сланцы, песчаники, алевролиты
	Кайноз	ойский фундамент	вулканического	массива
2	березовская свита	поздний олигоцен – ранний миоцен	глубина кровли 850 – 1500 м	Вулкано-терригенные песчаники, конгломераты и гравелиты.
3	алнейская серия (нижняя пачка)	миоцен	мощность до 450 м	Игнимбриты-туфолавы андезитов; крупнообломочные туфы андезитового и андези- базальтового состава; мелко- обломочные туфы андези- базальтов; туфо-конгломераты, лавы и лавобрекчии андези- базальтов и андезитов.
4	алнейская серия (средняя пачка)	миоцен	мощность до 650 м	Крупнообломочные туфы базальтового и андезибазаль- тового состава; туфоконгло- мераты, оливин- двупироксеновые андези- базальты, мелкообломочные туфы андезибазальтов.

Геологические тела Кошелевской геотермальной системы по анализу данных [5, 7, 10, 21, 34, 53]

Таблица 1.1 (окончание)

№ п.п.	Наименование геологических тел системы	Относительный возраст	Залегание	Состав
5	алнейская серия (верхняя пачка)	миоцен	мощность до 350 м	Агглютинаты, сварные шлаки, агломератовые и крупно- обломочные туфы базальтов и андезибазальтов; лавы оливин- двупироксеновых андези- базальтов и долерито- базальтов.
6	паужетская свита	плиоцен	мощность до 350 м	Туфоконгломераты, туфо- песчаники, туфоалевролиты, аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты, крупнообломочные и агломератовые туфы базальтов, андезитов и туфы смешанного состава.
		Вулканические по	стройки массива	
7	Древний	средний плейстоцен	постройка вулкана	Базальтовые и андезитовые лавы и лавобрекчии.
8	Западный (нижняя пачка)	средний – поздний плейстоцен	постройка вулкана; мощность до 150 м	Переслаивание лав оливин- двупироксеновых андезибазальтов и долерито- базальтов, реже оливин- клинопироксеновых базальтов и линз агглютинатов.
9	Западный (верхняя пачка)	поздний плейстоцен	постройка вулкана; короткие потоки лав мощностью до 120 м	Дациандезиты и дациты.
10	Валентин	поздний плейстоцен	постройка вулкана	Эффузивные и пирокластические образования. Состав изменяется от андезито- дацитового до базальтового.
11	Центральный	голоцен	постройка вулкана	Прослои лав, лавобрекчий и туфобрекчий андезибазальта.
12	Восточный	голоцен	постройка вулкана	Дациты.
		Крупные интр	узивные тела	
13	Крупная куполообразная субпластовая интрузия на Нижне- Кошелевском участке	ранний плейстоцен	кровля на глубине 200 – 400 м; мощность по разным сечениям 300 – 1000 м; протяженность с востока на запад 4 – 5 км	С увеличением глубины изменяется от роговообманковых дацитов и андезито-дацитов до полнокристаллических диоритов.
14	Интрузивное тело в центральной части массива	поздний плейстоцен	Субвулканическая интрузия кратерной зоны вулкана Валентин.	Долериты.



Рисунок 1.4. Геологическое строение Кошелевского массива по [36]. 1 – современные лавовые базальтовые потоки Восточно-Кошелевского вулкана; 2 – современные пирокластические отложения направленного взрыва; 3 – шлаковые и лавовые конусы (слева – в плане, справа – на разрезе); 4 – ледниковые отложения второй стадии верхнеплейстоценового оледенения (Q_3^4); 5 – нерасчлененные вулканогенно-осадочные отложения ($Q_3 - Q_4$); 6 – лавовые потоки вулкана Третья Речка (Q_1^1). Щитовые вулканы: 7 – Дед и Баба (Q_1^1); 8 – Древне-Кошелевский (Q_1^2); 9 – Западно-Кошелевский (Q_2). Стратовулканы: 10 – Валентин (Q_3^{1-2}); 11 – Восточно-Кошелевский (Q_3^3); 12 – Центрально-Кошелевский (Q_3^4). 13 – эффузивно-пирокластические образования стратовулканов Озерновского комплекса (N_2^3); 14 –

вулканогенно-осадочные отложения и эффузивные образования миоценового цикла вулканизма Курильского комплекса (N₁²⁻³); 15 – экструзивные купола; 16 – тектонические нарушения; 17 – кратеры; 18 – геологические границы; 19 – линия разреза; 20 – парогидротермы; 21 – термальные источники.

B 1969 – 1970 годах Камчатским территориальным геологическим управлением была проведена комплексная геолого-гидрогеологическая съемка района. На ее основе в окрестностях Кошелевской геотермальной системы с точки зрения гидрогеологии выделяются три водоносных комплекса, отличающихся по обводненности и фильтрационным свойствам [10]. Нижний комплекс мощностью до 1200 м в основном состоит из плиоценовых эффузивов, субвулканических интрузий и туфов, которые почти повсеместно подверглись тектоническому дроблению и на многих участках были подвержены гидротермальным изменениям. Комплекс везде, кроме глубоких эрозионных врезов, перекрывается более молодыми отложениями. Благодаря литофикации, гидротермальной переработке И трещин минеральными новообразованиями заполнению проницаемость отложений комплекса очень низка. Водопроводящими являются чаще только открытые разломы, всего радиальные ПО отношению К вулканическим постройкам, не заполненные тонкими продуктами дробления.

Средний водоносный комплекс мощностью до 1500 м состоит из четвертичных эффузивно-пирокластических отложений с исключительно высокой трещиноватостью (коэффициент трещиноватости 0,4 – 7,0%) и в меньшей степени агглютинатов и туфов со значительно меньшей водопроницаемостью [10]. Коллекторские свойства пород обусловлены совмещением трещин выветривания, литогенетических и тектонических [10]. Породы комплекса почти везде перекрывают фундамент и слагают конусы вулканов и платообразные водораздельные массивы, являющиеся областями питания подземных вод. Породы хорошо промыты на всю глубину и обводнены только там, где нет условий интенсивного стока [10]. Верхний водоносный комплекс мощностью до 150 м состоит из рыхлых отложений, отличается от остальных комплексов поровой циркуляцией вод. Литология и водонасыщенность пород разнообразна [10]. Отмечается сильное охлаждение зоны интенсивного водообмена, вызванное большим количеством атмосферных осадков (до 4500 мм в год), из которых более половины выпадает в виде снега [10].

В [7, 21] описывается бассейн Западно-Кошелевского вулкана. Его обеспеченность осадками составляет 3350 мм в год [7]. Отмечается, что Разгрузка подземных вод, формирующихся в пределах бассейна, осуществляется в основном выше местного базиса дренирования. Преобладание подземного стока над поверхностным обусловлены [10] сравнительно пологим рельефом, обилием каменных россыпей и наличием интенсивной вертикальной раздробленности. В ходе поисковых работ в 1975 – 1984 годах на Нижне-Кошелевском месторождении [7, 51, 53] были выполнены опыты по откачкам и наливам, проведенным в пяти скважинах. Влияние буровых работ на естественную разгрузку не было обнаружено. В течение пятилетнего периода наблюдений (1966 – 1970 года) за режимом естественных термопроявлений не было отмечено изменений [52].

В [37, 53] отмечается, что замеренный в скважинах уровень воды не является истинным в условиях геотермальных аномалий. Результаты бурения и опробования пяти продуктивных скважин (таблица 1.2) показали связь нулевого гидростатического давления с проницаемыми зонами, при вскрытии которых был получен пар [7, 51 – 53]. Как показали расчеты по приведению уровней воды в скважинах на Нижне-Кошелевском месторождении парогидротерм, истинные уровни значительно отличаются от фактически замеренных, достигая разницы в некоторых скважинах ста и более метров [53]. Продуктивный участок пьезометрической депрессии [52, 53]. По месторождения приурочен К рассчитанному гидростатическому давлению в пределах месторождения отмечена гидродинамическая аномалия, особенностью которой является плавное снижение гидростатического давления на периферии и резкое падение на продуктивном

участке [53]. Зона аномально низкого гидростатического давления в центре месторождения вызывает перемещение подземных вод к центру в область естественной разгрузки парогидротерм [53].

Таблица 1.2

							-		
№ скважины	Глубина скважины, м	Диаметр скважины в рабочей зоне, мм	Обсадка рабочей зоны	Максимальное давление в закрытой скважине, ати	Динамическое давление, ати	Расход пара, кг/с	Энгальпия, кДж/кг	Максимальная температура, °С (на забое)	Глубина залегания границы паровой зоны, м
			2		6,0	3,5	2,73		135
1-П	171.5	132	открытый ствол	7,5	4,0	5,3	2,77	192,0	
	*				1,5	7,0	2,70		
		710,0 112	открытый ствол	10,5	2,5	2,2	2,50	232,0	685
2-К	710,0				1,5	2,6	2,58		
					0,5	2,9	2,55		
4 П	680.0	127	дырчатые	3 /	0,03	0,38	2,68	205.0	504
4-11	080,0	127	фильтры	5,4	0,5	0,29	2,68	205,0	594
					2,6	8,07	2,74		
					4,0	8,07	2,75	226,2	395
10	1002,0	112	ствол	35,5	6,0	7,76	2,77		
			ствол		8,5	7,44	2,78		
					15,0	6,05	2,80		
					0,09	2,09	2,75		
10 11	306.0	132	открытый ствол	0.1	1,79	2,08	2,74	186,7	205
10-дП	590,0	152		7,1	2,6	1,97	2,74		575
					4,4	1,79	2,75		

Результаты опробования продуктивных скважин, вскрывших паровую зону [7, 52]

На площади месторождения отмечено совпадение пьезометрического минимума с температурным максимумом [52], что является нехарактерным для других камчатских геотермальных систем, но является типичным признаком для пародоминирующих месторождений в мире [16, 52, 136].

По нулевому изобару была оконтурена [53] верхняя граница паровой зоны куполообразной формы, выходящая на дневную поверхность в виде Нижне-Кошелевских парогидротерм (рисунки 1.5, 1.6). Нижняя граница этой зоны не установлена. В [7, 52] указывается, что пар может генерироваться на глубине не менее 2,5 – 3 км.



Рисунок 1.5. Схема распределения гидростатического давления на Нижне-Кошелевском участке месторождения на глубине 600 м от поверхности [53]. 1 – оси главных тектонических зон; 2 – изобары гидростатического давления, ати; 3 – линия разреза; 4 – скважины; 5 – направление потока подземных вод.



Рисунок 1.6. Разрез по линии I – I [53]. 1 – изобары гидростатического давления, ати; 2 – разломы, экранирующие воду и пар; 3 – разломы, проницаемые для воды и пара; 4 – скважины, вверху – номер, внизу – глубина в метрах; 5 – интервалы поступления воды и пара в скважину.

Данные о строении и характеристиках бассейна Верхне-Кошелевского участка, представлены на основе аналогии с гидрогеологией других вулканических систем Камчатки и имеют предположительный характер. Буровые работы здесь не производились. Согласно [8 – 10] центральные части стратовулканов всегда отличаются слабой обводненностью. Породы фундамента под центральной частью вулканической постройки также предположительно [10] безводные.

Существует две версии протекания гидротермальных процессов в бассейне Верхне-Кошелевского участка [10]. Указывая на преобладание глубинного пара над инфильтрационными водами в вертикальном трещинном коллекторе, авторы [10] полагают, что инфильтрационные воды полностью испаряются, а частичная конденсация пара происходит лишь в самой приповерхностной зоне. Таким образом, предполагается, что в массиве установилась система сухого пара, описанная в [136]. Согласно другой версии [10], в породах фундамента под центральной частью массива могут циркулировать перегретые воды, которые вскипают на относительно небольшой глубине, а вторичный пар поднимается к поверхности в прогретой вертикальной трещинной зоне. Ни одна из версий не обоснования удовлетворительного получила ПО настоящее время, а гидротермальные и гидродинамические условия в бассейне Верхне-Кошелевского участка остаются неизвестными. В [10] указывается на возможное существование гидравлической связи между Верхне-Кошелевским и Нижне-Кошелевским термальными участками, однако эта связь также остается невыясненной.

1.2. Термопроявления Кошелевской геотермальной системы

На дневной поверхности Кошелевская геотермальная система проявляется интенсивной разгрузкой в виде Нижне-Кошелевских (западный склон вулкана Западный) и Верхне-Кошелевских (кальдера вулкана Валентин) термальных полей (рисунок 1.7).



Рисунок 1.7. Схемы распределения температур на площадях термоаномалий. а, б – Нижне-Кошелевская: а – данные на 1966 – 1967 гг. [10]; б – данные на 2008 – 2009 гг. [43]; в, г – Верхне-Кошелевская: в – данные на 1966 – 1967 гг. [10]; г – данные на 2008 – 2009 гг. [43].

Для Нижне-Кошелевского термального поля, расположенного пологом внешнем склоне вулкана Западный на отметках 700 – 800 м, характерна сильная обводненность участка разгрузки грунтовыми и поверхностными водами [10, 53]. Площадь поля по изотерме 20 °C на глубине 0,5 м составляет по данным [10] около 38000 м². Термопроявления представлены термальными источниками с температурой до 76 °C, кипящими водоемами и воронками, грязевыми котлами, мощными паровыми струями до 0,7 кг/с и выходами пара без напора с температурой насыщения 97 °C. Температура одного из безнапорных выходов пара составляет 117 °C, что является максимальным значением среди Нижне-Кошелевских терм по данным [10]. Термальное поле находится в зоне отрицательной магнитной аномалии [44].

Верхне-Кошелевское термальное поле располагается на субвулканических образованиях в эрозионном кратере вулкана Валентин на отметках 1100 – 1300 м [10, 43, 53]. Поле наклонено на запад с разницей высотных отметок 40 – 50 м. Площадь поля по изотерме 20 °C на глубине 0,5 м составляет по данным [10] около 303000 м². Наиболее характерной формой термопроявлений являются

мощные струи перегретого пара с расходом 0,1 – 0,4 кг/с, температурой 120 – 153 °C и скоростью истечения пара более 100 м/с [10]. Таких струй насчитывается более 40, а количество более мелких исчисляется сотнями. На территории поля зафиксировано интенсивное рассредоточенное парение поверхности и несколько термальных источников с температурой 73 – 96 °C, которые являются сбросом конденсата [10].

В ходе работ в рамках Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВИС ДВО РАН в 2007 – 2008 годах на термальных полях Кошелевского массива были отмечены изменения распределения температуры [43] по сравнению с данными [10] 1966 – 1967 годов (рисунок 1.7).

1.3. Концепции теплового питания геотермальной системы

Согласно [25, 33] в конце верхнего миоцена – начале плиоцена (около 12 млн. лет назад) в недрах современной Паужетской кольцевой структуры сформировалась линза базальтовой магмы диаметром около 40 км. К концу среднечетвертичного – верхнечетвертичное время в районе обособился ряд очагов кислого состава, приближенных к поверхности на глубину до 4 – 5 км. Одно из магматических тел андезитового И андезито-дацитового таких состава образовалось и в недрах Кошелевской системы, где оно приобрело вытянутую вдоль субширотной разломной зоны форму. Примечательно, что голоценовая активизация вулканической деятельности в районе в целом характеризуется образованием молодых вулканов, смещенных к юго-востоку OT среднечетвертичных [33], а развитие Кошелевского вулканического массива распространялось в широтном направлении с запада на восток [7, 10, 27, 33, 36].

Как предполагается в [10, 52], геологической особенностью массива является связь с неглубоко залегающим магматическим очагом (или несколькими очагами). Район разгрузки Кошелевских парогидротерм совпадает с небольшой положительной гравитационной аномалией, однородная цепь таких аномалий,

вытянутая на северо-восток вдоль крупного тектонического шва, указывает на насыщение этой разломной зоны магматическим материалом [10]. Конфигурация концентрических кольцевых разломных зон в районе геотермальной системы дает основание полагать, что источниками тепла для современных тепловых аномалий могут быть несколько залегающих на разной глубине магматических очагов [10]. На основании сходства Кошелевской геотермальной системы с другими пародоминирующими месторождениями предполагается [51], что деятельность геотермальной системы была инициирована внедрением магматического очага. Наличие кислой экструзии, сопки Фумарольной, также дает основание предполагать существование магматического очага на небольшой глубине [20].

По совокупности геофизических данных и характеру вулканической деятельности авторы [10, 126] приходят к выводу, что Кошелевский вулканический массив расположен над существующей более миллиона лет зоной поступления магматического материала в верхние горизонты земной коры. Его генерация на месте также не исключается [10]. Авторы [53] полагают, что поступление базальтовых магм к поверхности прерывалось более длительными периодами проникновения из мантии лишь газового флюида. На Нижне-Кошелевском участке отношение ³He/⁴He составляет 8,7·10⁻⁶ – 10,7·10⁻⁶ [28], что указывает на генетическую связь гидротермальной деятельности с дегазацией мантии [54].

Большинство исследователей сходится во мнении, что источником тепловой является магматический очаг (или несколько), залегающий на энергии относительно небольшой глубине [10, 20, 33, 52, 53]. Вопрос о тепловом соотношении гидротермальной И вулканической между деятельностью рассматривался в [4, 19, 47]. В работе [77] на основе тепловых расчетов показано, что магматические очаги могут сохранять постоянные размеры и температуру поверхности в течение продолжительного интервала времени – до 3·10⁵ лет. В результате термогидродинамического моделирования Кошелевской геотермальной системы [20] была показана способность неглубоко залегающего

(на глубине 4 км) остывающего очага обеспечивать ее питание на протяжении 35 – 65 тыс. лет.

1.4. Оценки геотермальных ресурсов системы

Ресурсы пара Кошелевского месторождения парогидротерм подсчитаны по категории C₂ в количестве 161 МВт (Протокол НТС «Камчатгеология» от 28.06.84 г. № 105) [51]. По оценкам, произведенным по аналогии с пародоминирующими месторождениями Мацукава (Япония) и Гейзеры (США, Калифорния), Кошелевское месторождение может обеспечить работу ГеоТЭС мощностью 87 МВт [51]. Прогнозная тепловая мощность Кошелевской геотермальной системы в целом оценивается до 943 МВт [70].

В ходе экспедиции Института вулканологии в 1966 – 1967 гг., основной задачей которой являлось определение перспектив использования Кошелевских парогидротерм для целей геотермальной энергетики, было проведено детальное изучение Верхне-Кошелевских и Нижне-Кошелевских термальных полей, а также ряда термальных источников [10]. Структура выноса тепла по отдельным составляющим для Верхне-Кошелевского и Нижне-Кошелевского термальных полей по данным [10] приведена в таблицах 1.3 и 1.4 соответственно.

Таблица 1.3

					Вынос тепла, МВт					
Интервал температур на глубине 0,5 м, °С	Площадь, м ²	Модуль парения, кВт/м ²	Модуль теплоотдачи с поверхности, кВт/м ²	Рассредоточенное парение	Теплоотдача с поверхности	Мощные газопаровые струи с T > 120 °C	Средние и слабые газопаровые струи с T = 96 – 120 °C	Поверхность кипящих водоемов	Источники и ручьи	
20 - 50	12 650	_	0,167	-	2,09					
50 - 90	8 900	0,126	0,419	1,13	3,73					
> 90	11 880	2,093	1,256	24,87	14,91					
Итого				25,96	20,73	25,96	87,92	22,19	10,01	

Вынос тепла Верхне-Кошелевского термального поля по данным [10]

				Вынос тепла, МВт			Т		
Интервал температур на глубине 0,5 м, °С	Площадь, м ²	Модуль парения, кВт/м ²	Модуль теплоотдачи с поверхности, кВт/м ²	Рассредоточенное парение	Теплоотдача с поверхности	Мощные газопаровые струи с T > 97 °C	Средние и слабые газопаровые струи с Т ≤ 97 °С	Поверхность кипящих водоемов	Источники и ручьи
20 - 30	12 900	-	0,167	-	2,01				
30 - 50	6 900	-	0,293	-	2,01				
50 - 70	7 300	0,126	0,419	0,92	3,06				
70 - 90	4 500	0,251	0,628	1,13	3,18				
> 90	7 400	2,09	1,26	15,49	9,25				
Итого				17,54	19,51	4,61	12,98	39,36	10,47

Вынос тепла Нижне-Кошелевского термального поля по данным [10]

В таблицу 1.5 сведены оценки прогнозных геотермальных ресурсов Кошелевской геотермальной системы по данным различных литературных источников. Оценки прогнозной электрической мощности по разным данным существенно различаются.

Таблица 1.5

	Естественный вынос тепла, МВт		Прогнозная электрическая мощность, МВт					
Литературный источник			Кошелевская	система в целом	Нижне-Кошелевское месторождение			
	Верхне- Кошелевское термальное поле	Верхне- Нижне- Кошелевское Кошелевское термальное термальное поле поле		По тепловой энергии резервуара	По выносу тепла	По тепловой энергии резервуара		
[10]	201	105	-	-	30	-		
[71]	_	-	144	215±64	48	100±30		
[51]	_	_	_	87	_	-		

Прогнозные геотермальные ресурсы

Следует отметить, что расчеты, основанные на тепловой энергии резервуара, являются приблизительными, т.к. характеристики самого резервуара и теплоносителя на больших глубинах являются предположительными. Например, при расчетах в [71] была принята унифицированная геометрия резервуара для ряда геотермальных систем Камчатки, в том числе Кошелевской.

1.5. Выводы по главе 1 и постановка задач исследования

1. Разгрузка Кошелевской геотермальной системы на дневной поверхности осуществляется на территории двух термальных полей. Термопроявления на Нижне-Кошелевском термальном поле представлены преимущественно термальными источниками с температурой до 76°C и безнапорными выходами пара с температурой насыщения до 97°C. На Верхне-Кошелевском термальном поле насчитывается более 40 выходов перегретого пара с температурой 120 – 153°C и несколько термальных источников с температурой 73 – 96 °C.

2. Прогнозная электрическая мощность Кошелевской геотермальной системы составляет от 87 до 279 МВт по оценкам, выполненным различными приближенными методами.

3. В районе Кошелевской геотермальной системы геофизическими методами выявлен крупный прогиб мелового фундамента северо-восточного простирания. Верхне-Кошелевские и Нижне-Кошелевские парогидротермы и находятся в единой субширотной геотермальной трещинной зоне шириной около 2 км и протяженностью около 10 км. Термопроявления системы связаны с пересечением разломов субширотного и северо-восточного простирания.

Целью работы является обоснование целесообразности освоения тепловых ресурсов Кошелевской геотермальной системы на основе исследования термогидродинамических процессов в породах системы методом численного моделирования.

Задачи, которые необходимо решить для достижения цели:

1. Разработка численной трехмерной термогидродинамической модели Кошелевской геотермальной системы на основе данных о ее геологическом строении;

2. Калибровка термогидродинамической модели по данным поискового бурения для достижения соответствия между моделью и объектом исследования;

3. Получение расчетного распределения термогидродинамических параметров геотермального теплоносителя в горных породах геотермальной системы в естественном состоянии и в ходе освоения тепловых ресурсов;

4. Установление технологических параметров геотермальной циркуляционной системы для освоения тепловых ресурсов Кошелевской геотермальной системы.

2. РАЗРАБОТКА ТРЕХМЕРНОЙ ТЕРМОГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ КОШЕЛЕВСКОЙ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

2.1. Вычислительный эксперимент как технология исследования теплопереноса в геотермальной системе

Вычислительный эксперимент является относительно новой интегрирующей технологией научных исследований [48, 62]. Эксперимент проводится не над реальным объектом (явлением или процессом), а на его абстрактной математической модели с помощью математических методов.

На первом этапе на основе данных о реальном объекте исследования с помощью абстрагирования строится его математическая модель. На основе фундаментальных законов из предметной области симулируется поведение модели. На втором этапе строится дискретная задача и численный метод ее решения [61]. Данные натурных экспериментальных исследований используются для калибровки математической модели. При калибровке численной модели по всей совокупности фактических данных использование фундаментальных законов сохранения массы и энергии обеспечивает получение достоверных результатов вычислений [48, 61]. На завершающем этапе выполняется анализ численных результатов с учетом имеющихся теоретических представлений в предметной области и натурных экспериментальных данных. В ходе интерпретации полученных результатов математическим абстракциям придается прикладная семантика.

Вычислительный эксперимент дает возможность исследовать объекты, явления и процессы в случаях, когда натурные эксперименты или измерения невозможны. Количественное определение термогидродинамических параметров в недрах геотермальной системы необходимо для оценки ресурсов геотермальной системы, а также для разработки рациональных методов освоения.

2.2. Характеристики программы HYDROTHERM для термогидродинамического моделирования теплопереноса

При моделировании процессов теплопереноса и массопереноса в такой высокотемпературной пародоминирующей системе, как Кошелевская, необходимо обеспечение вычислений параметров теплоносителя при надкритических термодинамических условиях, которые в настоящее время поддерживаются ограниченным количеством [48] программного обеспечения. Численные решения в ходе вычислительного эксперимента были получены с использованием свободно распространяемой программы HYDROTHERM с открытым исходным кодом, разработанной в Геологической службе США [106, 110]. HYDROTHERM способна Программа производить трехмерное моделирование процессов тепло- и массопереноса в пористой среде в диапазоне температур 0 – 1200 °C и давлений 0,05 – 1000 МПа, что позволяет использовать надкритических термодинамических условиях. Поддерживается ee при однокомпонентный теплоноситель (вода) в различных фазовых состояниях (жидкость, пар и надкритическое состояние).

Аппроксимация модели реализована методом конечных разностей. Численное решение систем уравнений выполняется методом Ньютона-Рафсона. Уравнение массопереноса основано на сохранении массы и законе Дарси для многофазной фильтрации в пористой среде [110]:

$$\frac{\partial}{\partial t} [\varphi(\rho_w S_w + \rho_s S_s)] - \nabla \cdot \frac{\mathbf{k} k_{rw} \rho_w}{\mu_w} (\nabla p_w + \rho_w \mathbf{g}) - \nabla \cdot \frac{\mathbf{k} k_{rs} \rho_s}{\mu_s} (\nabla p + \rho_s \mathbf{g}) - q_{sf} = 0$$
(2.1)

Уравнение теплопереноса основано на сохранении энтальпии всех фаз теплоносителя и породы [110]:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[\varphi(\rho_w h_w S_w + \rho_s h_s S_s) + (1 - \varphi) \rho_r h_r \right] - \nabla \cdot K_a \mathbf{I} \nabla T + \nabla \cdot \varphi(S_w \rho_w h_w \mathbf{v}_w + S_s \rho_s h_s \mathbf{v}_s) - q_{sh} = 0 \quad (2.2)$$

где p – давление; h – удельная энтальпия; T – температура; φ – пористость; ρ – плотность; S – насыщенность; \mathbf{k} – тензор проницаемости среды; k_r – относительная фазовая проницаемость среды; μ – динамическая вязкость; K_a – эффективная теплопроводность породы, насыщенной водой и паром; **v** – вектор скорости теплоносителя; **g** – вектор ускорения свободного падения; **I** – единичный тензор; q_{sf} – поток массы теплоносителя (положительный внутрь области); q_{sh} – поток энтальпии (положительный внутрь области); t – время; нижние индексы: w, s, r – для воды, пара и пород соответственно.

При расчете термодинамических параметров в HYDROTHERM принят ряд допущений и упрощений [102, 107]: капиллярные эффекты пренебрежительно малы; относительные проницаемости являются функциями насыщенности без учета гистерезиса; не учитывается дисперсионное перемещение теплоносителя; термическое расширение пористой среды пренебрежимо мало; твердая фаза и теплоноситель находятся в термодинамическом равновесии.

Программа HYDROTHERM использовалась при моделировании теплопереноса при надкритических условиях в породах ряда геотермальных систем в мире, связанных с вулканами: Куджу [94] и Унзен [97, 98] в Японии, Мерапи в Индонезии [101], Майон на Филиппинах [122], вулканы Каскадных гор в США [103], Мутновский в России на Камчатке [48, 118, 119].

2.3. Процессы теплопереноса в недрах геотермальных систем

Процессы теплопереноса принято делить на три основных типа: адвекция, диффузия и дисперсия [121]. Адвекция представляет собой непосредственное перемещение вещества теплоносителя в системе (конвекция – частный случай адвекции). Диффузия является результатом беспорядочного движения частиц в молекулярном масштабе, что ведет к расширению и усреднению каких-либо пространственных вариаций, присутствующих изначально в системе [121]. Дисперсия возникает вследствие флуктуаций скорости теплоносителя в порах среды из-за неправильной формы пор, наличия трещин и неоднородностей иного рода [121]. Процессы, которые не являются составляющей теплопереноса, могут
оказывать на него значительное влияние. Примерами могут служить процессы термоупругой и термопластической деформации твердой фазы, влияющие на протекание теплоносителя посредством изменения проницаемости.

К деформации были настоящему времени пород исследованы В относительно небольшом количестве работ при моделировании геотермальных систем [104, 105, 123, 124]. В перечисленных работах исследовано одностороннее влияние процессов тепло- и массопереноса на процессы деформации без учета обратной Моделирование двухсторонней связи. взаимосвязи, например выполненное авторами [125], является еще более редким случаем в исследованиях геотермальных процессов. Капиллярный эффект может привести к расширению или сокращению двухфазных зон в слабопроницаемых породах в зависимости от смачиваемости [133]. Радиационная теплопередача через тепловое излучение также может вносить значимый вклад в процесс теплопереноса при температуре выше 600°С [108].

2.4. Построение термогидродинамической модели

2.4.1. Оценка параметров магматического очага

Магматическим очагом в дальнейшем будем называть периферический магматический очаг в недрах Кошелевской геотермальной системы, если явно не оговорено иное. Данные о характеристиках периферического очага Кошелевской системы отсутствуют. Однако на основе имеющихся сведений возможно сделать обоснованные предположения о его возрасте, размерах, геометрии и локализации.

2.4.1.1. Методы оценки размеров магматических очагов

В настоящее время параметры магматических очагов даже под вулканами, изученными геофизическими методами, в большинстве случаев оценены

приближенно и не всегда однозначно. Предпринимаемые теоретические попытки оценить размеры магматических очагов вулканов основаны на построении термодинамических, гидродинамических или механических деформационных и прочностных моделей.

Количественное исследование образования и развития магматических очагов нескольких камчатских вулканов в результате выплавления полости очага во вмещающих горных породах представлено в работах [74, 77, 78, 95]. Аналитическое решение задачи уменьшения со временем размеров остывающего магматического очага получено и использовано применительно к Флегрейским полям (Campi Flegrei) в Италии авторами работы [88], а также применительно к вулкану Везувий (Vesuvius) в Италии [91]. Подобная задача решалась численными методами для вулкана Везувий [92]. С помощью программы KWare Heat3D для численного термодинамического моделирования исследовались размер и форма магматического очага под Флегрейскими полями [135]. Во всех вышеуказанных работах расчеты основываются на термодинамическом балансе между передачей тепла горячей магмы в очаге к более холодным вмещающим породам и притоком тепла в очаг (если последнее предполагается конкретной моделью) с веществом магмы из глубины. Прямо или опосредованно вышеуказанные работы основываются на формулах кондуктивного теплопереноса в сплошной среде [90], выведенных Карслоу (Carslaw) и Егером (Jaegar).

Модель «очаг-канал» [130] описывает течение квазистационарного потока дегазирующей магмы в вертикальном канале и позволяет определить глубину верхней границы магматического очага, его диаметр в горизонтальном сечении, вертикальный размер и некоторые другие параметры очага.

Множество работ направлено на исследование механического воздействия магматических очагов на вмещающие горные породы. В этом направлении стала классической работа Моги (Mogi), 1958 [117]. Согласно модели Моги, магматический очаг рассматривается как сферический источник механического напряжения (в оригинале – давления) в эластичном полупространстве. Модель широко используется в настоящее время при количественных оценках глубины

залегания, изменения размеров магматических очагов и изменения давления в них на основе данных о деформациях дневной поверхности над ними [93, 109, 115, 127, 134 и др.]. Подобная модель сферического источника механического напряжения в упруго-пластичном полупространстве с учетом предела прочности среды использована в работе [113] при рассмотрении магматического очага под кальдерой Эйра (Aira) в Японии. В ряде работ исследуется механизм образования и распространения даек для получения данных о питающем их магматического очага. Метод применялся для оценки глубины залегания магматического очага под вулканическим островом Эль-Иерро (El Hierro) на Канарских островах [86] и для оценки размеров магматического очага вулканической системы Крабла (Krafla) в Исландии [89].

2.4.1.2. Возраст магматического очага

Согласно [33] к концу среднечетвертичного – верхнечетвертичное время в недрах Кошелевского массива образовалось магматическое тело, приближенное к поверхности и вытянутое вдоль субширотной разломной зоны. В дальнейшем будем называть это магматическое тело периферическим магматическим очагом.

В данной работе полагается, что деятельность среднеплейстоценового Древне-Кошелевского вулкана связана не с периферическим, а с коровым базальтовым магматическим очагом [33] в недрах Паужетско-Камбально-Кошелевской геотермального района. Остальные постройки более молодых вулканов массива (Западный, Валентин, Центральный, Восточный) связаны с периферическим Кошелевским очагом пол массивом. Тогла возраст периферического очага должен быть приблизительно равным возрасту второй по хронологической последовательности постройки массива Западно-Кошелевского вулкана, возраст которого оценивается как позднеплейстоценовый. Исходя из этого, возраст периферического магматического очага Кошелевской геотермальной системы принимается равным величине около 60 тыс. лет.

2.4.1.3. Объемный расход магмы

Количественные данные об изменении объемного расхода магмы на длительном промежутке времени, сопоставимом с продолжительностью существования вулканического массива, являются важным элементом эволюции вулканического аппарата Кошелевской системы. Изменение объемного расхода магмы важно знать при решении вопроса о тепловом питании Кошелевской магматогенной геотермальной системы, оценке параметров магматического очага и геотермального резервуара.

В работе [72] предлагается модель геометрической формы вулканов, основанная на аналогии с течением грунтовых вод в незамкнутом водоносном пласте. В рамках этой модели предполагается, что тело вулкана представляет собой однородную пористую среду, через внутренние поры которой происходит фильтрация магмы. Течение магмы в теле вулкана аналогично течению грунтовых вод в незамкнутом водоносном пласте. Предполагается, что поверхность вулкана, подобно зеркалу грунтовых вод в незамкнутом водоносном пласте. Предполагается и описывается уравнением Буссинеска в приближении Дюпюи. Достигая поверхности, магма покидает пористую среду и сама образует новые элементы объема постройки вулкана [72]. Поэтому пористость среды полагается $\varphi \equiv 1$. Нестационарная задача радиального растекания жидкости, поступающей с постоянным расходом через ось в незамкнутую пористую среду, описывается дифференциальным уравнением (2.3) в переменных подобия *f* и η [72]:

$$f''(\eta)f(\eta) + (f'(\eta))^{2} + f'(\eta)f(\eta)\frac{1}{\eta} + f'(\eta)\frac{\eta}{2} = 0$$
(2.3)

с граничными условиями (2.4) и (2.5):

$$f'(\eta_0) = -\frac{1}{2}\eta_0 \tag{2.4}$$

$$\lim_{\eta \to 0} f'(\eta) f(\eta) \eta = -\frac{1}{2\pi}$$
(2.5)

Дифференциальное уравнение (2.3) с граничными условиями (2.4) и (2.5) решалось с помощью программы Mathematica 4.1 методом Адамса. Решение изображено на рисунке 2.1. В точке $\eta = 0$ решение имеет особенность второго рода.



Рисунок 2.1. Теоретическая форма вулкана в безразмерных переменных f и n.

Переход к размерной форме осуществляется с помощью следующих выражений [72]:

$$\begin{cases} r = \eta \cdot \sqrt[4]{K_{\phi}Wt^2} \\ h = f \cdot \sqrt[2]{\frac{W}{K_{\phi}}} \end{cases}$$
(2.6)

где r – расстояние от центра вулкана; h – относительная высота поверхности вулкана на расстоянии r от его центра; W – объемный расход магмы; K_{ϕ} – коэффициент фильтрации; t – время формирования конуса вулкана.

Несмотря на то, что Кошелевский вулканический массив имеет линейную хребтообразную форму, к нему применима модель радиального растекания, так как отдельные вулканы массива представляют собой сросшиеся осесимметричные постройки (вулканы центрального типа), сформированные в разное время в результате миграции эруптивного центра с запада на восток [7, 10, 27, 33].

На рисунке 2.2 изображены фактические профили, проведенные поперек вулканического хребта через центр конкретного вулкана массива. Вулкан Древний не рассматривается в данной работе. Он погребен под более молодыми постройками вулканов Валентин и Центральный, и его породы стратиграфически не расчленены с детальностью, достаточной для реконструкции его геометрии в молодом возрасте.

В системе (2.6) члены $\sqrt[4]{K_{\phi}Wt^2}$ и $\sqrt[2]{W/K_{\phi}}$ выступают в роли масштабных коэффициентов при переходе от безразмерного теоретического профиля к размерной форме. Для конкретного вулкана существует некоторая пара значений этих коэффициентов, при которой достигается наилучшее совпадение его фактического профиля с размерным теоретическим. Совместив размерный теоретический и фактический профили (рисунок 2.2) и полагая время *t* известной величиной, можно решить систему (2.6) для каждого вулкана массива, как для изолированной постройки, и найти для него значение расхода магмы *W*.



Геометрическая форма вулкана Западный в верхней части постройки значительно отклоняется от теоретической кривой. В молодом возрасте он предположительно имел конус вместо существующей в настоящее время эрозионной кальдеры и имел форму более близкую к теоретической. Подобным образом полагается, что вулкан Валентин имел конусовидную форму без кратера. Кроме того, теоретические профили не пригодны вблизи вершин, где они имеют особенность второго рода, и где неприменимо приближение Дюпюи. Из рисунка 2.2 видно, что склоны более молодых вулканов (Центрального и Восточного) совпадают с теоретическим профилем, в то время как у подножий более старых вулканов (Валентин и Западный) наблюдается отклонение теоретических линий от фактической геометрической формы склонов. Предполагается, что после формирования вулканы Валентин и Западный имели менее пологие склоны вблизи подножия, а их современная форма может быть результатом денудации. Согласно имеющимся геологическим данным [7, 10, 53] в настоящей работе принято, что фундаментом Кошелевского вулканического массива является толща миоцен-плиоценовых вулканитов, кровля которой находится на абсолютной высоте 300 м.

Точность оценки периода времени t, в течение которого происходило формирование конкретной вулканической постройки, оказывает существенное влияние на точность расчета объемного расхода магмы W. В настоящее время приблизительно известны лишь относительные датировки для каждой постройки Кошелевского вулканического массива (таблица 2.1). Абсолютные датировки, необходимые для решения системы (2.6), отсутствуют.

Таблица 2.1

Источник	Западный	Валентин	Центральный	Восточный
[10]	Q_3	Q_{3}^{2}	Q_{3-4}	Q_{3-4}
[53]	Q_{2-3}	_	Q_4	Q_4
[46]	Q_2	Q_3	Q_{3-4}	Q_{3-4}
[7]	Q_{2-3}	_	_	_

Возраст вулканов Кошелевского вулканического массива

Абсолютный возраст молодых построек может быть достаточно точно (для расчета) определен по геохронологической шкале [69]. Но диапазон возможного абсолютного возраста самого старшего из вышеуказанных вулканов, Западного, представляется слишком широким. В данной работе полагается, что формирование Западного вулкана началось 60 тыс. лет назад. Также будем считать, что формирование вулканов происходило последовательно, и в любой

момент времени на Кошелевском массиве было не более одного извергающегося вулкана. Так как вулканическая деятельность проявлялась практически непрерывно в течение всего периода развития Кошелевского массива [27], отрезок времени 60 тыс. лет был разделен на 4 интервала, в течение которых последовательно один за другим формировались вулканы Западный, Валентин, Центральный и Восточный. В таблице 2.2 приведены расчетные величины объемного расхода магмы *W* для каждого вулкана массива.

Таблица 2.2

Вулкан	<i>t</i> , тыс. лет	W, ·10 ⁻³ км ³ /год	<i>К</i> _ф , ·10 ⁻³ км/год	<i>V</i> , км ³
Восточный	10	2,762	0,691	27,6
Центральный	10	2,474	0,769	24,7
Валентин	20	1,024	0,294	20,5
Западный	20	1,082	0,656	21,6

Расчетная величина объемного расхода W отдельных вулканов массива

Решение системы (2.6) для каждого вулкана Кошелевского массива, как для изолированного конусовидного тела, дает несколько завышенные значения расхода магмы, так как в действительности вулканические постройки частично слиты и наложены друг на друга. В таблице 2.2 приведен объем V каждого вулкана, рассчитанный по объемному расходу магмы и времени формирования. Расчетный суммарный объем всех вулканов массива 94 км³ превышает оценку объема 60 км³ по данным [23] (50 км³ по [26]). Поэтому произведено уменьшение в 1,5 раза рассчитанных значений расхода таким образом, чтобы суммарный объем вулканических построек массива составил 60 км³ с сохранением характера динамики вулканического процесса. На рисунке 2.3 изображен график объемного расхода магмы с поправкой, учитывающей суммарный объем построек.

Сопоставим полученные величины расхода *W* с имеющимися данными о динамике вулканического процесса в Южно-Камчатской вулканической зоне за соответствующий период времени. Согласно [27], на территории Южно-Камчатской вулканической зоны среднегодовой объемный расход в голоцене был в 2 – 2,5 раза выше, чем в верхнем плейстоцене. С этим согласуются результаты

расчета, приведенные на рисунке 2.3. В частности на территории Паужетской вулкано-тектонической структуры также была отмечена [33] активизация вулканической деятельности в голоцене. Однако отмечается [27], что в середине верхнего плейстоцена произошла сильная вспышка кислого вулканизма, в течение которой на протяжении 20 – 30 тыс. лет расход был повышен. Из графика на рисунке 2.3 видно, что расчетный расход несколько падает на отрезке времени от 60 до 30 тыс. лет назад. Вероятно, это снижение соответствует возвращению величины расхода к среднему значению для верхнего плейстоцена после вышеуказанной вспышки. В целом динамика расхода магмы Кошелевского вулканического массива хорошо согласуется с имеющимися данными для Южно-Камчатской вулканической зоны.



Рисунок 2.3. График объемного расхода магмы на Кошелевском вулканическом массиве.

Единичная оценка объемного расхода магмы представляет собой среднее значение для определенного вулкана. Благодаря тому, что формирование отдельных построек разнесено во времени и пространстве, набор таких оценок позволил восстановить динамику вулканического процесса Кошелевского вулканического массива за прошедшие 60 тыс. лет. При наличии абсолютных датировок продолжительности формирования построек массива, а так же данных о геометрии Древнего вулкана достоверность полученных результатов может быть улучшена.

2.4.1.4. Оценка размеров магматического очага по методу ак. Федотова

Эволюция магматических очагов на основе термодинамической модели исследовалась в работах [74, 95], где было показано изменение со временем размеров периферических и коровых магматических очагов под несколькими камчатскими вулканами: Авачинский, Безымянный, Желтовский, Ильинский, Ключевской и Шивелуч. В этих работах представлена модель проточного магматического очага, предполагающая, что полость очага образуется за счет плавления и замещения вмещающих пород земной коры магматическим материалом. Породы коры выносятся на дневную поверхность в результате извержений. В основе математического аппарата модели [74] лежит дифференциальное уравнение (2.7) для сферического магматического очага, связывающее приток в очаг тепла с веществом магмы, сток тепла через стенки очага и теплоту плавления вмещающих пород:

$$L_c \rho_c \frac{dr}{dt} = Q_m - Q_c \tag{2.7}$$

где r – текущий радиус очага; t – текущее время; L_c – удельная теплота плавления вмещающих пород; ρ_c – плотность вмещающих пород; Q_m – плотность теплового потока, направленного из магмы к стенке очага; Q_c – плотность теплового потока, направленного от стенки очага во вмещающие породы.

Величины плотностей тепловых потоков Q_m и Q_c соответственно [74]:

$$Q_m(t) \approx \frac{W(t)\rho_m c_m (T_1 - T_2)}{4\pi r^2(t)}$$
 (2.8)

$$Q_c(t) = -\lambda_c (T_2 - T_c) \left(\frac{1}{r(t)} + \frac{1}{\sqrt{\pi \chi_c t}}\right)$$
(2.9)

где ρ_m – плотность магмы; c_m – удельная теплоемкость магмы; λ_c – удельная теплопроводность вмещающих пород; χ_c – удельная температуропроводность вмещающих пород; T_1 – температура втекающей в очаг магмы; T_2 – температура поверхности очага; T_c – начальная температура вмещающих пород на глубине залегания очага до его образования; W – объемный расход магмы.

В термодинамической модели используется ряд упрощений. Не учитывается влияние дневной поверхности на распределение температуры в очаге и вмещающих породах, т.е. считается, что очаг находится в бесконечной среде. Не принимаются во внимание процессы дифференциации магмы в очаге, которые в действительности несколько искажают тепловое поле в нем. Принимается, что магматический очаг, зарождаясь, имеет сферическую форму и сохраняет ее в течение всего периода деятельности вулкана. Температура поверхности очага T_2 полагается равной температуре солидуса магмы.

Задача расчета радиуса магматического очага, изменяющегося со временем, представляет собой задачу Коши для дифференциального уравнения (2.7) с некоторыми начальными значениями времени и радиуса. Так как различия в начальных условиях сглаживаются за первые тысячелетия деятельности очага [74], в данной работе принимается, что через 1 год после момента зарождения очага начальный радиус равен 1 м.

В расчетах принимаются следующие значения величин: удельная теплота плавления пород $L_c = 419 \text{ Дж/г}$; удельная теплопроводность пород $\lambda_c = 2,0 \text{ Вт/м} \cdot K$; удельная температуропроводность пород $\chi_c = 6,7 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{c}$; плотность пород $\rho_c = 2,65 \cdot 10^3 \text{ кг/m}^3$; плотность магмы $\rho_m = 3,0 \cdot 10^3 \text{ кг/m}^3$; удельная теплоемкость магмы $c_m = 3,0 \text{ Дж/г} \cdot K$.

Глубина залегания магматического очага Кошелевской геотермальной системы неизвестна. В данной работе предполагается, что апикальная часть очага находится на границе между четвертичными вулканитами и меловым фундаментом, кровля которого по данным [17] в районе Кошелевского массива погружена на глубину 2,5 – 3,5 км. Примем, что апикальная часть очага залегает на глубине 3000 м. Из графика океанической геотермы, приведенного в работе [76], получена температура вмещающих пород $T_c = 157 \,^{\circ}C$ на этой глубине. Для решения уравнения (2.7) помимо прочих величин требуется значение величины входной температуры T_1 . Методом, изложенным в работах [75, 76], оценена температура втекающей в очаг магмы $T_1 = 1073 \,^{\circ}C$.

Решив уравнение (2.7), можно найти зависимость радиуса магматического очага от времени. На рисунке 2.4 изображены графики найденных зависимостей для различных температур поверхности очага *T*₂.



Рисунок 2.4. Изменение радиуса сферического магматического очага Кошелевской геотермальной системы с начала его зарождения (60 тыс. лет назад) до настоящего времени при различных температурах поверхности очага *T*₂.

Кошелевский вулканический массив сложен преимущественно из горных пород андезибазальтового состава [46]. Поэтому следует использовать график, соответствующий температуре $T_2 = 900^{\circ}$ С, близкой к наиболее вероятной температуре солидуса андезибазальтовых магм [74]. Таким образом, величина 2,8 км является оценкой наиболее вероятного радиуса периферического магматического очага Кошелевской геотермальной системы.

2.4.1.5. Оценка размеров магматического очага по кольцевому тектоническому разлому

По данным магнитометрической съемки [7] в юго-западном сегменте Кошелевского вулканического массива выявлен кольцевой разлом, не проявленный на дневной поверхности. Он скрыт под магматическими породами, возраст которых оценивается как средний – верхний плейстоцен [7]. Возраст и углы падения разлома не установлены. Радиус в проекции на дневную поверхность составляет около 4,5 км [7, 10]. На геолого-гидрогеологических разрезах [7] отмечается понижение внутренней части вулканического массива по отношению к разлому, что позволяет предположить образование этого нарушения в результате уменьшения объема магматического очага.

В работе [113] получено аналитическое решение задачи об образовании кольцевого тектонического разлома или кальдеры на дневной поверхности над магматическим очагом сферической формы, находящимся в упругой пластичной среде, в результате уменьшения его объема. Модель предполагает, что магматический очаг уменьшается в объеме только из-за вытекания магмы из него. Приводящие к этому физические условия не рассматриваются. Уменьшение объема магматического очага вызывает возрастание механических напряжений во вмещающих горных породах. При достижении предела прочности горных пород происходит разрыв и может начать развиваться кольцевой тектонический разлом.

Отношение между радиусом кольцевого разлома и глубиной магматического очага (центра очага) выражается уравнением [113]:

$$r_f = \alpha d \tag{2.10}$$

где

$$\begin{split} \alpha &= \sqrt{\frac{-m - \sqrt{m^2 - 4nl}}{2l}}, \\ l &= 3(\varepsilon^3 p - 1) \left(1 - 2v + w(2 - v) \right), \qquad m = 3\kappa - 5\vartheta, \\ n &= \left(1 + 3v - w(3 + v) \right) (\varepsilon^3 (3p - 5q) - 3), \\ \kappa &= (\varepsilon^3 p - 1) \left(2 + v - w(1 + 2v) \right), \qquad \vartheta = \varepsilon^3 q \left(1 - 4v + w(4 - v) \right), \\ p &= \frac{1 + v}{2(7 - 5v)}, \qquad q = \frac{15(2 - v)}{4(7 - 5v)}, \\ w &= tg^2 \left(45^\circ + \frac{\varphi}{2} \right), \end{split}$$

 r_f - радиус кольцевого разлома; r – радиус магматического очага; d – глубина магматического очага (центра очага); v – коэффициент Пуассона вмещающих горных пород; φ - угол внутреннего трения вмещающих горных пород; $\varepsilon = r/d$.

Как показано в работе [112], угол падения кольцевого разлома β может быть выражен:

$$\beta = 90^{\circ} - \operatorname{arctg}(\alpha - \varepsilon) \tag{2.11}$$

На примере кальдеры Эйра (Япония), в которой находится активный вулканический массив Сакурадзима, в работе [113] показано хорошее согласие результатов расчета с другими имеющимися данными о магматическом очаге под кальдерой. Следует подчеркнуть, что модель описывает инициацию кольцевого разлома, а не дальнейшее развитие кальдеры. Поэтому модель может быть применена для оценки магматического очага Кошелевской геотермальной системы.

Для Кошелевского вулканического массива принимается, что радиус кольцевого разлома $r_f = 4500$ м [7, 10]; угол падения кольцевого разлома $\beta = 60^\circ$; угол внутреннего трения вмещающих пород $\varphi = 36^\circ$ [57]; коэффициент Пуассона вмещающих пород v = 0,25 [67, 81]. С помощью решения уравнения (2.10) совместно с уравнением (2.11) оценены радиус сферического магматического очага r = 2232 м и глубина его центра d = 3927 м. Угол падения β неизвестен и принят по аналогии с данными о кальдере Эйра [113]. Механические свойства горных пород приняты равными значениям для базальта.

Как указано выше, образование разлома инициируется уменьшением объема магматического очага, причиной которому согласно модели является вытекание магмы из него. Рассмотрим вопрос, действительно ли в Кошелевской геотермальной системе могло иметь место уменьшение размеров магматического очага за счет извержения, достаточное для образования кольцевого разлома. Минимальное изменение объема магматического очага ΔV , достаточное для образования данного кольцевого разлома, согласно модели [113] может быть установлено с помощью выражения (2.12):

$$\Delta V = \frac{\pi c_0 (\lambda + \mu) (\alpha^2 + 1)^{\frac{5}{2}}}{\mu [(3\lambda + 2\mu)(1 - w) + \alpha^2 (3\lambda w + 2\mu(1 + 2w))]} d^3 - \frac{\pi \eta S_0}{\zeta^2 + \zeta \eta \varepsilon^3} r^3$$
(2.12)

где

 c_0 - критерий разрушения Кулона для вмещающих пород; λ и μ - параметры Ламе для вмещающих пород. Параметры Ламе λ и μ связаны с модулем Юнга E и с коэффициентом Пуассона v соотношениями: $\lambda = \frac{vE}{(1+v)(1-2v)}$ и $\mu = \frac{E}{2(1+v)}$. Для базальта в расчете принимаются механические свойства E = 71,3 ГПа и $c_0 = 351,5$ МПа [67].

Расчет по выражению (2.12) показывает, что для образования кольцевого разлома достаточно уменьшения объема магматического очага на $\Delta V = 1,3 \text{ км}^3$, что при объеме очага 46,6 км³ (при расчетном радиусе очага r = 2232 м) составляет около 3%. Такой малый объем мог быть извергнут даже при минимальном расходе $W = 0,65 \cdot 10^{-3} \text{ км}^3/\text{год}$ за 2000 лет (рисунок 2.3). Таким образом, модель не противоречит ранее полученным данным о динамике вулканического процесса Кошелевской геотермальной системы, и в результате извержения магматический очаг мог уменьшиться достаточно для образования кольцевого разлома.

Сопоставим результаты, полученные с помощью термодинамической (рисунок 2.4) и механической моделей. Расчетное уменьшение объема ΔV очага соответствует уменьшению его радиуса на $\Delta r = 21$ м или на 1%. Графики на рисунке 2.4 не отражают такое малое изменение размера очага. Из-за инертности теплопередачи в большом массиве горных пород столь малое уменьшение размера магматического очага не может быть воспроизведено с помощью термодинамической модели, если этот процесс произошел за относительно короткое время – около 2000 лет. Кроме того, термодинамическая модель подразумевает уменьшение размеров магматического очага вследствие процессов кристаллизации и перемещения границы между магматическим расплавом и

вмещающими породами к центру очага с сохранением постоянного суммарного объема расплавленных и кристаллизованных пород. Таким образом, уменьшение размера магматического очага в терминах термодинамической и механической моделей представляют собой различные процессы, которые не могут быть сравнены непосредственно. Однако из рисунка 2.4 видно, что на отрезке времени между 25 и 35 тыс. лет рост магматического очага несколько замедлился. Вероятно, на этом отрезке времени могло иметь место кратковременное уменьшение размера Δ*r* магматического очага в терминах механической модели и образование кольцевого разлома. Если датировать кольцевой разлом по возрасту перекрывающей его толщи вулканитов, то приняв возраст последних по верхней оценке согласно данным [7], т.е. верхний плейстоцен, можно полагать, что разлом был образован не позднее этого времени. Причиной этому мог послужить минимальный расход магмы (рисунок 2.3) за весь рассматриваемый период деятельности вулканического аппарата. Как указано выше, размер магматического образовании кольцевого очага при разлома согласно механической модели составлял r = 2232 м. К этому значению на отрезке 25 - 30близка 2.4. наиболее кривая на рисунке соответствующая тыс. лет термодинамической модели при температуре солидуса магмы $T_2 = 900 \ ^{\circ}C$. Радиус магматического очага в настоящее время оценен величиной 2,8 км. Примечательно, что оценка по радиусу кольцевого разлома показала наилучшее согласие с термодинамическим расчетом, выполненным при температуре солидуса, наиболее вероятной для магм андезибазальтового состава. Поэтому можно сделать вывод, что термодинамическая модель проточного очага и механическая упруго-пластичная модель согласуются между собой.

Приведенные выше оценки не являются исчерпывающим доказательством существования магматического очага в недрах Кошелевской геотермальной системы, но показывают, что с позиций термодинамики и механики его существование возможно и не вызывает противоречий. Более того, термодинамическая и механическая модели показывают близкие по значению результаты, что является аргументом существования магматического очага. Результат термодинамической модели проточного очага совместно проанализирован с оценкой размера по механической упруго-пластичной модели. Это позволило установить эволюцию размера магматического очага на отрезке времени от 60 тыс. лет назад до настоящего времени.

2.4.1.6. Геометрия и локализация магматического очага

Согласно [33] предполагается, что периферический магматический очаг в недрах Кошелевской геотермальной системы имеет вытянутую в субширотном направлении форму. Как уже было отмечено в главе 1, термопроявления геотермальной системы приурочены к субширотной тектонической разломной зоне. Эта зона трассируется цепью гидрохимических и магнитных аномалий. Кроме того, развитие Кошелевского вулканического массива происходило с запада на восток. Эти данные позволяют предположить, что под Кошелевским массивом находится вытянутый в субширотном направлении магматический очаг эллипсоидальной формы, вписанный в плане в очертания субширотной зоны.

Предположение такой формы очага сохраняет справедливость для термодинамического моделирования и в случае, если в действительности в недрах Кошелевской геотермальной системы существуют несколько магматических очагов, расположенных вдоль субширотной разломной зоны на разной глубине. Сильно вытянутая в субширотном направлении эллипсоидальная форма принятого очага в таком случае может служить абстракцией, обобщающей совокупность нескольких отдельных относительно мелких очагов, обобщать собой указанной распределенных вдоль зоны, a также неопределенность их геометрии.

Для задания геометрии эллипсоидального магматического очага в модели была определена величина его вертикальной полуоси. Она вычислена через оценочную величину объема очага и величины двух горизонтальных полуосей, соответствующих длине и ширине субширотной разломной зоны. В свою очередь величина объема очага приравнивается к величине объема, рассчитанного выше для очага сферической формы.

Протяженность широтной разломной зоны около 10 км по [52, 53] (до 15 км по [7]). Полуось эллипсоидального очага в широтном направлении принята 5 км (половина длины широтной разломной зоны), в меридиональном – 1 км (половина ширины зоны). По заданным горизонтальным полуосям и объему рассчитана вертикальная полуось эллипсоидального магматического очага – 4,4 км.

Соответствующая величина объема лежит в диапазоне варьирования объема очага (57,5 – 140 км³) в работе [20], посвященной исследованию остывания тела с аномально высокой температурой в недрах Кошелевской геотермальной системы, где была показана способность неглубоко залегающего очага обеспечивать наблюдаемый естественный вынос тепла на Кошелевском месторождении парогидротерм. Этот вариант магматического очага представляется достаточно обоснованным, не вызывающим противоречий и может быть использован для дальнейшего построения термодинамической модели системы.

Глубина кровли залегания магматического очага является предположительной. Так как Кошелевская геотермальная система приурочена к пересечению тектонического разлома северо-восточного простирания на границе прогиба мелового фундамента С более молодой субширотной зоной тектонической раздробленности, в данной работе принимается, что глубина залегания апикальной части магматического очага совпадает с кровлей мелового фундамента и находится на глубине 3 км ниже уровня моря. Это значение близко обобщенному значению глубины залегания кровли (4 – 5 км) для К неглубокозалегающих магматических очагов в пределах Паужетской депрессии по данным [33].

2.4.2. Область моделирования

Область моделирования представляет собой прямоугольный параллелепипед размером 17 км в широтном направлении, 6,8 км – в меридиональном и 9,3 км – в

54

вертикальном. Границы области моделирования приводятся на рисунке 2.5. В качестве модельной системы координат используется трехмерная декартова система координат. Начало координат в модели соответствует самой западной южной точке области моделирования, находящейся на уровне моря. Ось х направлена горизонтально в широтном направлении с запада на восток; ось у – горизонтально в меридиональном с юга на север; ось z – вертикально снизу вверх.

Нижняя граница области моделирования – это горизонтальная плоскость на глубине -7400 м ниже уровня моря, проходящая через центр эллипсоидального очага и рассекающая его на две равные части. Таким образом, магматический очаг представлен в модели в виде верхнего полуэллипсоида. Верхняя граница модели задана так, чтобы максимум в рельефе местности (1853 м) вошел в область моделирования. Это плоскость на абсолютной высоте 1864 м над уровнем моря.



Рисунок 2.5. Область моделирования и вычислительная сетка в плане. 1 – парогидротермы (1 – Нижне-Кошелевские; 2 – Верхне-Кошелевские); 2 – термальные источники (3 – Сивучинские); 3 – граница магматического очага; 4 – границы субвулканических интрузий; 5 – границы тектонически нарушенных зон; 6 – термовыводящие каналы.

2.4.3. Физические свойства горных пород

При разработке термогидродинамической модели Кошелевской геотермальной системы необходимо задать ряд физических свойств горных пород: теплопроводность, теплоемкость, плотность, сжимаемость, пористость и проницаемость. Физические свойства горных пород, слагающих Кошелевский вулканический массив и его фундамент в настоящее время не известны. Поэтому в данной работе принимаются средние значения свойств горных пород для различных областей мира по данным [6, 22, 30, 67, 68, 79 – 81, 85]. Приоритет отдается свойствам горных пород, залегающих в геохронологических и стратиграфических условиях близких к имеющим место в Кошелевской геотермальной системе. В таблице 2.3 приведены принимаемые в данной работе значения физических свойств геологических тел из таблицы 1.1.

Следует сделать ряд замечаний по составлению таблицы 2.3. При соответствующих датировках пород из справочников выбирались наиболее геохронологически близкие к породам Кошелевской системы. Например, выбраны эоцен-миоценовые песчаники, как наиболее близкие по возрасту к породам березовской свиты. Название горной породы «диабаз», встречающееся в справочниках, отождествлено с современным названием «долерит» без акцента на гипабиссальное залегание. Значения сжимаемости горных пород выбраны из значений при давлениях, ближайших к ожидаемым в моделируемой области Кошелевской геотермальной системы.

Согласно [85] верхнемеловые отложения на Камчатке статистически могут рассматриваться единая генеральная совокупность средней как co 2,73 теплопроводностью $BT/(M \cdot K)$. Остальные физические свойства верхнемелового фундамента в данной работе принимаются равными свойствам горных пород березовской свиты.

Проницаемость горных пород – наиболее значимое свойство для процесса фильтрации геотермального теплоносителя. Поэтому проницаемость является варьируемым параметром в разработанной термогидродинамической модели.

Norr	Нанмоноранно	одность, •К)	кость, г·К)	Ъ, КГ/М ³	мость, Па ⁻¹	ctb, %
J1≌ II.II.	геологического тела		м)/жД Теплоем	Плотност	Сжимае 10 ⁻⁵ М	Пористо
1	меловой фундамент	2,73	832	2540	3,50	10,00
	Кайнозойский фундаме	ент вулкан	ического	массива		
2	березовская свита	2,38	832	2540	3,50	10,00
3	алнейская серия (нижняя пачка)	1,53	1089	2620	2,25	2,58
4	алнейская серия (средняя пачка)	1,53	1089	2620	2,25	2,58
5	алнейская серия (верхняя пачка)	1,53	1089	2620	2,25	2,58
6	паужетская свита	1,53	1089	2620	2,25	2,58
	Вулканические	е постройк	и массива	a		
7	Древний	1,55	1106	2630	2,28	2,55
8	Западный (нижняя пачка)	1,55	1106	2630	2,28	2,55
9	Западный (верхняя пачка)	1,43	1106	2570	2,10	2,60
10	Валентин	1,55	1106	2630	2,28	2,55
11	Центральный	1,55	1106	2630	2,28	2,55
12	Восточный	1,43	1106	2570	2,10	2,60
	Крупные и	нтрузивны	е тела			
13	Крупная куполообразная субпластовая интрузия на Нижне-Кошелевском участке	2,15	867	2900	1,55	8,70
14	Интрузивное тело в центральной части массива	2,15	867	2900	1,55	8,70

Физические свойства геологических тел системы

Тектонические нарушения имитируются в модели блоками с повышенной горных проницаемостью. В относительно окружающих пород Кошелевской термогидродинамической модели геотермальной системы тектонические нарушения: представлены следующие зона повышенной субширотного проницаемости простирания; разлом северо-восточного простирания вдоль прогиба мелового фундамента; локальная тектоническая зона растяжения на Нижне-Кошелевском участке.

Осложнение модели тектоническими нарушениями влечет за собой увеличение многообразия свойств горных пород. Используемая программа термогидродинамического моделирования HYDROTHERM поддерживает не более 9 доменов горных пород (rock unit в терминологии приложения). Поэтому при построении численной реализации термогидродинамической модели необходимо упрощение геологического представления системы с целью уменьшения количества доменов. Для этого близкие по физическим свойствам геологические тела (таблица 2.3) объединяются в один домен горных пород (таблица 2.4).

Таблица 2.4

№ домена	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Теплоемкость, Дж/(кг·К)	Плотность, кг/м ³	Сжимаемость, 10 ⁻⁵ МШа ⁻¹	Пористость, %	Вертикальная проницаемость, м ^{2 *}	Горизонтальная проницаемость, м ^{2 *}	Примечание
1	2,73	832	2540	3,50	10,00	1,0e-16	1,0e-16	породы мелового фундамента
2	2,38	832	2540	3,50	10,00	1,0e-16	1,0e-16	породы березовской свиты
3	1,53	1089	2620	2,25	2,58	1,0e-16	1,0e-16	породы алнейской серии и паужетской свиты
4	1,55	1106	2630	2,28	2,55	1,0e-14	1,0e-14	вулканические постройки
5	2,15	867	2900	1,55	8,70	1,0e-13	1,0e-13	субвулканическая интрузия под Нижне-Кошелевским участком
6	2,15	867	2900	1,55	8,70	1,0e-13	1,0e-13	субвулканическая интрузия под Центральной частью массива
7	1,55	1106	2630	2,28	2,55	1,0e-13	1,0e-13	локальная тектоническая зона растяжения на Нижне- Кошелевском участке
8	1,55	1106	2630	2,28	2,55	1,0e-12	1,0e-12	термовыводящий канал Верхне-Кошелевского участка
9	2,38	832	2540	3,50	10,00	1,0e-13	1,0e-13	породы березовской свиты в пределах тектонических нарушений

Физические свойства доменов горных пород в термогидродинамической модели

* – Приводится начальная проницаемость. Этот параметр является варьируемым в модели.

2.4.4. Дискретизация области моделирования

Для численного моделирования термогидродинамическая модель была дискретизирована прямоугольной вычислительной сеткой с переменными шагами по трем измерениям. По измерению у модель была разбита на 28 вертикальных слоев (в терминах программы HYDROTHERM), параллельных плоскости хz (рисунок 2.5). Затем каждый слой был разбит вычислительной сеткой, одинаковой для всех слоев (рисунок 2.6).



Рисунок 2.6. Вычислительная сетка на дискретизированном разрезе (слое в терминологии HYDROTHERM), проходящем через центр магматического очага (нумерация доменов горных пород соответствует таблице 2.4).

Размеры термогидродинамической модели по измерениям x, y, z составили 71x28x55 блоков соответственно. Всего 109340 В модели содержится вычислительных блоков. Шаг вычислительной сетки составляет по оси х: 100 -500 м; по оси у: 140 – 500 м; по оси z: 100 – 200 м. Минимальные значения шага вычислительной сетки соответствуют местам, где шаг уменьшен для более подробного отображения некоторых особенностей модели: 1) представляющих наибольший интерес при моделировании (места основных термопроявлений Кошелевской геотермальной Верхне-Кошелевские системы: Нижне-И

термальные поля); 2) областей с большой геометрической неоднородностью (магматический очаг, субвулканические интрузии, термовыводящие каналы).

2.5. Выводы по главе 2

1. На основе имеющихся данных о геологическом строении Кошелевской геотермальной системы разработана трехмерная термогидродинамическая модель, которая включает массив горных пород, магматический очаг и тектонические нарушения.

2. Массив горных пород состоит из девяти доменов, которые представляют в модели вулканические постройки, стратификационные единицы фундамента, субвулканические интрузивные тела, тектонические нарушения и термовыводящие каналы.

3. В модели Кошелевской геотермальной системы представлены следующие тектонические нарушения: зона повышенной трещиноватости субширотного простирания; разлом северо-восточного простирания вдоль прогиба мелового фундамента; локальная тектоническая зона растяжения на Нижне-Кошелевском участке.

4. Действительная форма и размеры магматического очага неизвестны. На основе собственной оценки в качестве начального приближения при термогидродинамическом моделировании системы принят магматический очаг эллипсоидальной формы с размерами горизонтальных полуосей 5 и 1 км и вертикальной – 4,4 км. Температура поверхности магматического очага принята равной 900°C. Апикальная часть очага на абсолютной глубине 3 км. Размеры и температура поверхности являются варьируемыми параметрами.

5. Теплоперенос в геотермальной системе происходит посредством кондукции (теплопроводности) и конвекции геотермального теплоносителя (воды

в различном фазовом состоянии). Математическая модель теплопереноса в системе основывается на законах сохранения массы и энергии в пористой среде при условии термогидродинамического равновесия геотермального теплоносителя и скелета горных пород.

3. ТЕРМОГИДРОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕПЛОПЕРЕНОСА В КОШЕЛЕВСКОЙ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ

3.1. Качественные и полуколичественные термогидродинамические модели

3.1.1. Серия моделей S0 – начальные модели

Слои горных пород (или домены в терминологии HYDROTHERM) в серии моделей S0 построены на основе имеющихся данных о геологическом строении Кошелевской геотермальной системы. Какие-либо дополнительные предположения или допущения не вводились. Эта серия моделей является начальной в данном исследовании термогидродинамических условий в недрах геотермальной системы. Ее предназначение – создать пригодную в качестве первого приближения модель, симулирующую прогрев под Верхне- и Нижне-Кошелевским термальными полями.

Строение моделей в разрезах (положение разрезов изображено на рисунке 3.1), вычислительная сетка, домены и их номера представлены на рисунке 3.2. Физические свойства доменов горных пород, кроме проницаемости, представлены в таблице 3.1. Проницаемость доменов является изменяемым параметром в моделях данной серии и различна в каждой модели. Граничные условия заданы следующим образом: на боковых и нижней границах области моделирования – отсутствие потока тепла и теплоносителя; на верхней границе – постоянная температура 10 °C и постоянное атмосферное давление. Область магматического очага задана посредством граничного условия с постоянной температурой 900 °C. Начальное распределение температуры горных пород задано средним геотермическим градиентом 30 °С/км. Начальное распределение давления теплоносителя в массиве – гидростатическое. Время моделирования 40 тыс. лет.



Рисунок 3.1. Положение разрезов J-16 и J-21 в модели. Условные обозначения на рисунке 2.5.



Рисунок 3.2. Строение серии моделей S0. В правом верхнем углу – номер разреза.

	-	-						-	
Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Пористость, %	10,00	10,00	2,58	2,55	8,70	8,70	2,55	2,55	10,00
Плотность, кг/м ³	2540	2540	2620	2630	2900	2900	2630	2630	2540
Теплопроводность, Вт/м К	2,73	2,38	1,53	1,55	2,15	2,15	1,55	1,55	2,38
Теплоемкость, Дж/кг К	832	832	1089	1106	867	867	1106	1106	832
Сжимаемость, 10 ⁻⁵ МПа ⁻¹	3,50	3,50	2,25	2,28	1,55	1,55	2,28	2,28	3,50

Физические свойства доменов серии моделей S0

3.1.1.1. Описание и результаты серии моделей S0

Модель S0-M0. Для моделирования прогрева Верхне-Кошелевского участка задана повышенная проницаемость горных пород интрузии под ним (домен 6) и термовыводящего канала (домен 8). Для прогрева Нижне-Кошелевского участка задана повышенная проницаемость интрузии под НИМ (домен 5) и термовыводящего канала (домен 7). Проницаемость остальных доменов соответствует кондуктивной теплопередаче. Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.2. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.3.

Таблица 3.2

Таблица 3.1

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-16

Проницаемость доменов модели S0-M0



Рисунок 3.3. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S0-M0 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.

На рисунке 3.3 видно, что на разрезе J=21 (который проходит через Нижне-Кошелевское термальное поле) присутствует лишь незначительное поднятие изотерм под Нижне-Кошелевским участком, и к тому же на слишком большой глубине. Также отсутствует зона пара. Данная модель демонстрирует недостаточный прогрев на Нижне-Кошелевском участке и не соответствует имеющимся натурным данным.

Модель S0-M1. С целью обеспечить прогрев Нижне-Кошелевского участка путем усиления термогидродинамической связи с магматическим очагом в данной модели увеличена проницаемость домена 9 по сравнению с предыдущей.

Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.3. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.4.

Таблица 3.3

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15

Проницаемость доменов модели S0-M1



Рисунок 3.4. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S0-M1 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.

Результат расчета данной термогидродинамической модели показывает, что увеличение проницаемости домена 9 привело к интенсивному прогреву не только

под Нижне-Кошелевским участком, но и в обширном массиве горных пород, очагом. По расположенных над магматическим натурным данным на Кошелевской геотермальной системе имеются отдельные термоаномалии на Нижне-Верхне-Кошелевском Демонстрируемый И участках. данной термогидродинамической моделью сплошной интенсивный прогрев всего массива, а также наличие обширной зоны перегретого и влажного пара вблизи поверхности практически повсеместно – противоречит фактически наблюдаемым на объекте данным.

Модель S0-M2. Данная модель представляет собой промежуточный вариант между двумя предыдущими, первая из которых продемонстрировала недостаточный прогрев на Нижне-Кошелевском участке, вторая – чрезмерный во всем массиве. По сравнению с предыдущей моделью в 2 раза уменьшена проницаемость домена 9. Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.4. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.5, по которому видно, что двукратное уменьшение проницаемости домена 9 привело к небольшому уменьшению прогрева, являющегося по-прежнему чрезмерным.



Рисунок 3.5. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S0-M2 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.



Окончание рисунка 3.5.

Таблица 3.4

Проницаемость доменов модели S0-M2

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	5 ·10 ⁻¹⁶

Модель S0-M3. С целью избавиться от чрезмерного прогрева обширного массива горных пород в данной модели проницаемость домена 9 уменьшена еще в 2 раза. Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.5. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.6, по которому видно, что область прогрева и его интенсивность несколько уменьшились, но по-прежнему чрезмерны и не соответствуют натурным данным.

Таблица 3.5

Проницаемость доменов модели S0-M3

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	2,5 .10-16



Рисунок 3.6. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S0-M3 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.

Модель S0-M4. В этой модели продолжено постепенное уменьшение проницаемости домена 9. Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.6. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.7.

Таблица 3.6

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	1,25 .10-16

Проницаемость доменов модели S0-M4



Рисунок 3.7. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S0-M4 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.

Результаты расчета данной термогидродинамической модели показывают, что по сравнению с предыдущей моделью область интенсивно прогретых пород значительно уменьшилась. Температурная аномалия распалась на два отдельных пика изотерм под Нижне- и Верхне-Кошелевским участками, что качественно соответствует натурным данным. Но на разрезе J=16 демонстрируется зона достигающая дневной влажного пара, поверхности, что противоречит J=21 наблюдениям. Наоборот, разрезе отсутствует на паровая зона, присутствующая в действительности и оконтуренная по результатам бурения поисковых скважин. Температура вблизи дневной поверхности на разрезе J=21

ниже, чем на разрезе J=16. Данная термогидродинамическая модель демонстрирует смещение Нижне-Кошелевской термоаномалии от ее действительного положения.

3.1.1.2. Анализ результатов серии моделей S0

Общий характер результатов расчетов серии термогидродинамических моделей S0 показал, что прогрев массива горных пород под Нижне-Кошелевским участком сопряжен с общим прогревом геотермальной системы и несколько слабее последнего. Это выражено в том, что либо Нижне-Кошелевский участок холоднее, чем в действительности по натурным данным, либо проявляется чрезмерно интенсивный и обширный прогрев в пределах всей геотермальной системы. Результаты произведенных расчетов вышеуказанных моделей (и дополнительно нескольких не описанных в данной работе) серии S0 не позволяют показать качественное соответствие с натурными данными. Требуется произвести модификацию геологического строения моделей для симуляции двух отдельных термоаномалий на Нижне- и Верхне-Кошелевском участках.

3.1.2. Серия моделей S1 – глубокий субширотный разлом

Серия моделей S1 построена на основе имеющихся данных о геологическом строении Кошелевской геотермальной системы с двумя дополнительными изменениями по сравнению с предыдущей, увеличивающими проницаемость находящихся между магматическим И горных пород, очагом дневной поверхностью в окрестности Нижне-Кошелевского термального поля. А именно, в отличие от предыдущей серии часть домена 9, находящаяся над магматическим очагом, продлена до низа расчетной области в пределах субширотного разлома (рисунок 3.8). Таким образом, магматический очаг контактирует всей поверхностью с породами домена 9. Это дает возможность представить в модели повышенную проницаемость горных пород вблизи магматического очага. Вторая

модификация заключается расширении диаметра нижней части В термовыводящего канала на Нижне-Кошелевском участке. Предназначение этой серии моделей, как и предыдущей – создать пригодную в качестве первого приближения модель, симулирующую прогрев под Верхне-Нижне-И Кошелевским термальными полями.

Строение моделей, вычислительная сетка, домены и их номера представлены на рисунке 3.8. Физические свойства доменов горных пород, кроме проницаемости, представлены в таблице 3.7. Проницаемость доменов является изменяемым параметром в моделях данной серии и различна в каждой модели. Граничные и начальные условия и магматический очаг такие же, как и в предыдущих моделях S0. Время моделирования 40 тыс. лет.



Рисунок 3.8. Строение серии моделей S1. В правом верхнем углу – номер разреза.
Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Пористость, %	10,00	10,00	2,58	2,55	8,70	8,70	2,55	2,55	10,00
Плотность, кг/м ³	2540	2540	2620	2630	2900	2900	2630	2630	2540
Теплопроводность, Вт/м К	2,73	2,38	1,53	1,55	2,15	2,15	1,55	1,55	2,38
Теплоемкость, Дж/кг К	832	832	1089	1106	867	867	1106	1106	832
Сжимаемость, 10 ⁻⁵ МПа ⁻¹	3,50	3,50	2,25	2,28	1,55	1,55	2,28	2,28	3,50

Физические свойства доменов серии моделей S1

3.1.2.1. Описание и результаты серии моделей S1

Модель S1-M0. Для моделирования прогрева Верхне-Кошелевского участка задана повышенная проницаемость горных пород интрузии под ним (домен 6) и термовыводящего канала (домен 8). Для прогрева Нижне-Кошелевского участка задана повышенная проницаемость интрузии под ним (домен 5), термовыводящего канала (домен 7), а также пород вблизи магматического очага и в пределах разломов субширотного и северо-восточного простирания (домен 9). Проницаемость остальных доменов соответствует кондуктивному теплопереносу. Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.8. Данная модель по значениям проницаемости доменов горных пород аналогична модели S0-M1. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.9.

Таблица 3.8

9

Номер домена 1 2 3 5 7 8 4 6 1.10-16 1 .10-15 1 .10-16 1 .10-16 1.10-15 1 .10-15 Проницаемость, м² 1.10-16 1.10-15 1.10-15

Проницаемость доменов модели S1-M0



Рисунок 3.9. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S1-M0 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.

Увеличение проницаемости горных пород, прилегающих к магматическому очагу, привело к значительному увеличению теплоотдачи с его поверхности в окружающие породы, в то время как в верхней части массива способность пород к тепломассопереносу увеличилась лишь благодаря расширению термовыводящего канала на Нижне-Кошелевском участке, чего по результатам расчета оказалось недостаточно для охлаждения близповерхностных пород даже на этом участке. В результате данная модель демонстрирует чрезмерный прогрев обширного массива горных пород, расположенных над магматическим очагом вплоть до дневной поверхности, не только на разрезе J=16 (как в аналогичной модели S0-M1), но и на разрезе J=21.

Модель S1-M1. По сравнению с предыдущей моделью в 2 раза уменьшена проницаемость домена 9. Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.9. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.10, по которому видно, что двукратное уменьшение проницаемости домена 9 привело к небольшому уменьшению прогрева, который по-прежнему является чрезмерным. Следует отметить, что данная модель демонстрирует более высокие температуры в приповерхностных областях горных пород как на разрезе J=16, так и на разрезе J=21, чем аналогичная по значениям проницаемости модель S0-M2.



Рисунок 3.10. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S1-M1 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	5 .10-16

Проницаемость доменов модели S1-M1

Модель S1-M2. В этой модели проницаемость домена 9 уменьшена еще в 2 раза. Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.10. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.11.



Рисунок 3.11. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S1-M2 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	2,5 .10-16

Проницаемость доменов модели S1-M2

По сравнению с предыдущей моделью S1-M1 прогрев массива горных пород несколько уменьшился, но является чрезмерным и не соответствует имеющимся натурным данным. По значениям проницаемости горных пород эта модель аналогична модели S0-M3, но демонстрирует несколько больший прогрев, особенно на разрезе J=21.

Модель S1-M3. С целью уменьшить чрезмерный прогрев горных пород вблизи дневной поверхности проницаемость домена 9 уменьшена в 2 раза по сравнению с предыдущей моделью. Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.11. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.12. Уменьшение проницаемости домена 9 вызвало уменьшение температур близповерхностных горных пород, в том числе и под Нижне-Кошелевским участком. По значениям проницаемости данная модель аналогична модели S0-M4 и демонстрирует практически такое же распределение температурного поля и областей фазового состояния геотермального теплоносителя. Это объясняется тем, что проницаемость домена 9 близка к значению, при котором конвекция не возникает, и теплоперенос осуществляется посредством теплопроводности. Поэтому, несмотря на различное строение моделей S0 и S1, фактически в модели S1-M3, как и в модели S0-M4, вблизи магматического очага находятся горные породы, имеющие малую проницаемость.

Таблица 3.11

Проницаемость доменов модели S1-M3

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	1,25 ·10-16



Рисунок 3.12. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S1-M3 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.

3.1.2.2. Анализ результатов серии моделей S1

Результаты расчетов серии термогидродинамических моделей S1 показали, что прогрев массива горных пород под Нижне-Кошелевским участком сопряжен с общим прогревом геотермальной системы и несколько слабее последнего. При таком строении модели повышение проницаемости между магматическим очагом и дневной поверхностью на Нижне-Кошелевском участке связывается с повышением проницаемости обширного массива горных пород в недрах геотермальной системы, что в свою очередь приводит к чрезмерному прогреву вблизи дневной поверхности, что противоречит натурным данным. Требуется произвести модификацию геологического строения моделей таким образом, чтобы имелась возможность рассчитать термогидродинамические параметры геотермального теплоносителя при повышенной проницаемости на пути магматический очаг – Нижне-Кошелевское термальное поле, не повышая проницаемость больших объемов горных пород, прилегающих ко всей поверхности магматического очага.

3.1.3. Серия моделей S2 – моделирование при термовыводящем канале диаметром 500 м на Нижне-Кошелевском участке

Термогидродинамические расчеты предыдущих моделей показали, что для обособления Нижне-Кошелевской и Верхне-Кошелевской термоаномалий необходим конвективный тип теплопереноса (или точнее – его преобладание над кондуктивным), для возникновения которого в свою очередь требуется наличие проницаемых горных пород на пути между магматическим очагом и дневной поверхностью на территории конкретной термоаномалии. В вышеописанных термогидродинамических моделях эти условия симулировались посредством задания достаточно высоких значений проницаемости доменов, располагающихся на этом пути.

За основу принято строение серии моделей S0. Изменена геометрия термовыводящего канала на Нижне-Кошелевском участке. Здесь он представлен в моделях доменом 7, который имеет форму цилиндра и проходит от поверхности магматического очага до дневной поверхности в месте фактического выхода Нижне-Кошелевских парогидротерм. Диаметр канала равен 500 м. Угол отклонения оси канала от вертикального направления в плоскости Охz составляет 24°, а в плоскости Оуz составляет 6°. Строение моделей, вычислительная сетка, домены и их номера представлены на рисунке 3.13. Физические свойства доменов горных пород, кроме проницаемости, представлены в таблице 3.12.



Рисунок 3.13. Строение серии моделей S2. В правом верхнем углу – номер разреза.

Таблица 3.12

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Пористость, %	10,00	10,00	2,58	2,55	8,70	8,70	2,55	2,55	10,00
Плотность, кг/м ³	2540	2540	2620	2630	2900	2900	2630	2630	2540
Теплопроводность, Вт/м К	2,73	2,38	1,53	1,55	2,15	2,15	1,55	1,55	2,38
Теплоемкость, Дж/кг К	832	832	1089	1106	867	867	1106	1106	832
Сжимаемость, 10 ⁻⁵ МПа ⁻¹	3,50	3,50	2,25	2,28	1,55	1,55	2,28	2,28	3,50

Физические свойства доменов серии моделей S2

Проницаемость доменов является изменяемым параметром в моделях данной серии и различна в каждой модели. Граничные и начальные условия и магматический очаг такие же, как в предыдущих моделях. Время моделирования 40 тыс. лет.

3.1.3.1. Описание и результаты серии моделей S2

Модель S2-M0. Данная модель является начальной в серии и моделирует кондуктивный теплоперенос. В последующих моделях серии будет поэтапно повышаться проницаемость термовыводящего канала (домен 7). Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.13. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.14. Проницаемость горных пород слишком низка для возникновения конвекции. Как и во всех предыдущих моделях, преобладание кондуктивного теплопереноса приводит к чрезмерному прогреву обширных областей в геотермальной системе.

Таблица 3.13

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16



Проницаемость доменов модели S2-M0

Рисунок 3.14. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S2-M0 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.



Модель S2-M1. Увеличена проницаемость термовыводящего канала Нижне-Кошелевского участка (домен 7). Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.14. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.15.

Таблица 3.14

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-15	1 .10-16	1 .10-16

Проницаемость доменов модели S2-M1



Рисунок 3.15. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S2-M1 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.



Окончание рисунка 3.15.

Кондуктивный теплоперенос преобладает в системе, и, как следствие, результаты термогидродинамического расчета демонстрируют чрезмерный прогрев обширных областей горных пород. Стоит отметить, что на ранних этапах развития геотермальной системы, когда горные породы вблизи дневной поверхности прогрелись недостаточно из-за малой интенсивности кондуктивного теплопереноса, конвекция может некоторое время преобладать, что приводит к обособлению термоаномалии. На рисунках 3.16 – 3.18 представлены результаты термогидродинамических расчетов на разном времени моделирования.



Рисунок 3.16. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезе J=21 модели S2-M1 по оси х на момент времени 10 тыс. лет.



Рисунок 3.17. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезе J=21 модели S2-M1 по оси х на момент 20 тыс. лет.



Рисунок 3.18. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезе J=21 модели S2-M1 по оси х на момент 30 тыс. лет.

По мере нагревания горных пород общая мощность кондуктивного теплопереноса возрастает, и кондукция становится преобладающим типом теплопереноса в системе. В этих условиях прогрев горных пород становится более равномерным, а ранее обособленная термоаномалия сливается с термогидродинамическими параметрами окружающих пород. **Модель S2-M2.** Данная модель создана для уточнения взаимодействия кондукции и конвекции на ранних моментах времени моделирования. По сравнению с предыдущей моделью в 2 раза уменьшена проницаемость домена 7. Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.15. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.19.

Таблица 3.15

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	5 ·10 ⁻¹⁶	1 .10-16	1 .10-16

Проницаемость доменов модели S2-M2



Рисунок 3.19. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S2-M2 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.

Результаты расчета демонстрируют чрезмерный прогрев обширных объемов горных пород, так как конвективная составляющая теплопереноса еще меньше, чем В предыдущей модели В результате уменьшения проницаемости термовыводящего канала (домен 7). На рисунках 3.20 – 3.22 представлены результаты термогидродинамических расчетов, соответствующих разному времени моделирования.



Рисунок 3.20. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезе J=21 модели S2-M2 по оси х на момент 10 тыс. лет.



Рисунок 3.21. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезе J=21 модели S2-M2 по оси х на момент 20 тыс. лет.



Рисунок 3.22. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезе J=21 модели S2-M2 по оси х на момент 30 тыс. лет.

Ослабление конвективной составляющей привело к тому, что термоаномалия несколько менее выражена и быстрее сливается с термогидродинамическими параметрами окружающих горных пород. Прогрев равномернее, чем в модели S2-M1. Это объясняется тем, что кондуктивный теплоперенос быстрее приобретает преобладающий характер в системе.

Модель S2-M3. В продолжение рассмотрения вопроса о взаимодействии кондуктивного и конвективного типов теплопереноса уменьшена проницаемость термовыводящего канал под Нижне-Кошелевским участком. Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.16. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.23.

Таблица 3.16

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	2,5 .10-16	1 .10-16	1 .10-16

Проницаемость доменов модели S2-M3

При двукратном уменьшении проницаемости домена 7 по сравнению с моделью S2-M2 кондуктивный тип теплопередачи преобладает в системе во все моменты времени моделирования, следствием чего является чрезмерный прогрев

обширного массива пород. Нижне-Кошелевская термоаномалия не проявляется ни в один момент времени моделирования, соответствующие рисунки не приводятся.



Рисунок 3.23. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S2-M3 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.

Модель S2-M4. В этой модели, напротив, увеличена проницаемость домена 7 по сравнению с моделью S2-M1. Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.17. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.24. Результаты расчета данной термогидродинамической модели демонстрируют отсутствие чрезмерного прогрева обширных областей горных пород на разрезах J=16 и J=21. На разрезе J=21 имеется четко выраженная термоаномалия, достигающая дневной поверхности, что качественно соответствует Нижне-Кошелевскому термальному полю.

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-14	1 .10-16	1 .10-16

Проницаемость доменов модели S2-M4



Рисунок 3.24. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S2-M4 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.

Модель в целом качественно соответствует натурным данным и могла бы быть использована для калибровки и дальнейшего количественного исследования термогидродинамических параметров теплоносителя в Кошелевской геотермальной системе.

3.1.3.2. Анализ результатов серии моделей S2

Данная серия моделей показала, что фактически наблюдаемый тепловой режим на Нижне-Кошелевском термальном участке может быть качественно симулирован посредством прямого термовыводящего канала, ведущего от магматического очага к дневной поверхности.

При недостаточно большом значении проницаемости термовыводящего канала на Нижне-Кошелевском участке (домен 7) результаты расчетов демонстрируют чрезмерный прогрев обширных областей горных пород вблизи дневной поверхности на всем протяжении массива. Модели S2-M1 и S2-M2 демонстрируют, что при увеличении проницаемости домена 7, а вместе с тем и роли конвекции в общем процессе теплопереноса, в ранние моменты времени моделирования происходит обособление термоаномалии, которая на более поздних этапах перестает выделяться на фоне термогидродинамических параметров соседних областей и со временем исчезает. При дальнейшем увеличении проницаемости домена 7 в модели S2-M4 термоаномалия на Нижне-Кошелевском участке может стабильно существовать продолжительное время (40 тыс. лет), быть четко выраженной на фоне соседних областей геотермальной системы и качественно соответствовать имеющимся натурным данным.

Ниже выполнены термогидродинамические расчеты моделей, в которых увеличение проницаемости на пути между магматическим очагом и дневной поверхностью на Нижне-Кошелевском участке достигается не только посредством увеличения проницаемости пород в термовыводящем канале, но и увеличением его диаметра.

3.1.4. Серия моделей S3 – моделирование при термовыводящем канале диаметром 1200 м на Нижне-Кошелевском участке

Данные термогидродинамические модели аналогичны по строению и назначению моделям S2 с единственным отличием – диаметр термовыводящего

канала на Нижне-Кошелевского участка увеличен и составляет 1200 м. Здесь также рассмотрен вопрос о способности термогидродинамической модели количественно соответствовать натурным данным при наличии прямого проводящего канала между магматическим очагом и дневной поверхностью на Нижне-Кошелевском участке. Но в отличие от предыдущей серии моделей здесь увеличение гидродинамической связи очага с поверхностью обеспечивается не только повышением проницаемости горных пород в объеме канала, но и увеличение самого объема канала посредством увеличения его диаметра.

Строение моделей, вычислительная сетка, домены и их номера представлены на рисунке 3.25. Физические свойства доменов горных пород, кроме проницаемости, представлены в таблице 3.18. Проницаемость доменов является изменяемым параметром в моделях данной серии и различна в каждой модели. Граничные И начальные условия, магматический очаг простирание И термовыводящего канала под Нижне-Кошелевским участком заданы так же, как и в предыдущих моделях серии S2. Время моделирования 40 тыс. лет.

Таблица 3.18

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Пористость, %	10,00	10,00	2,58	2,55	8,70	8,70	2,55	2,55	10,00
Плотность, кг/м ³	2540	2540	2620	2630	2900	2900	2630	2630	2540
Теплопроводность, Вт/м К	2,73	2,38	1,53	1,55	2,15	2,15	1,55	1,55	2,38
Теплоемкость, Дж/кг К	832	832	1089	1106	867	867	1106	1106	832
Сжимаемость, 10 ⁻⁵ МПа ⁻¹	3,50	3,50	2,25	2,28	1,55	1,55	2,28	2,28	3,50

Физические свойства доменов серии моделей S3



Рисунок 3.25. Строение серии моделей S3. В правом верхнем углу – номер разреза.

3.1.4.1. Описание и результаты серии моделей S3

Модель S3-M0. Данная модель является начальной в серии и моделирует кондуктивный теплоперенос. Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.19. Результаты моделирования демонстрируют сплошной чрезмерный прогрев системы и не представляют практического интереса, но приведены на рисунке 3.26 для полноты изложения и сравнения с последующими моделями, в которых увеличена конвективная составляющая теплопереноса.

Таблица 3.19

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16

Проницаемость доменов модели S3-M0



Рисунок 3.26. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S3-M0 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.

Модель S3-M1. С целью усилить роль конвективного теплопереноса на Нижне-Кошелевском участке увеличена проницаемость термовыводящего канала (домен 7). Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.20. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.27.

Таблица 3.20

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-15	1 .10-16	1 .10-16

Проницаемость доменов модели S3-M1



Рисунок 3.27. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S3-M1 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.

Результат расчета данной термогидродинамической модели показывает, что увеличение проницаемости домена 7 привело к доминированию конвективного типа теплопереноса и выделению Нижне-Кошелевской термоаномалии. Однако горные породы прогреты вблизи дневной поверхности на слишком большой территории, а термоаномалия отмечается и на разрезе J=16, где она отсутствует в действительности.

Модель S3-M2. По сравнению с предыдущей моделью в 2 раза уменьшена проницаемость термовыводящего канала на Нижне-Кошелевском участке (домен

7). Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.21. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.28.

Таблица 3.21

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1.10-16	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	5.10-16	1 .10-16	1 .10-16

Проницаемость доменов модели S3-M2



Рисунок 3.28. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S3-M2 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.

По результатам расчета видно, что уменьшение проницаемости домена 7 привело к небольшому уменьшению зоны перегретого пара на разрезе J=21,

проходящем через центр Нижне-Кошелевского термального поля. В то время как на разрезе J=16, который отстоит от термального поля, модель по-прежнему демонстрирует прогрев горных пород вблизи дневной поверхности. Более того, здесь прогрев несколько усилился по сравнению с моделью S3-M1. Таким образом, результаты термогидродинамического расчета данной модели расширением термоаномалии характеризуются некоторым вследствие гомогенизирующей роли кондукции при ослаблении конвективного выноса тепла на дневную поверхность.

Модель S3-M3. В данной модели проницаемость термовыводящего канала под Нижне-Кошелевским участком (домен 7) уменьшена еще в 2 раза. Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.22. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.29.

Таблица 3.22

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	2,5 .10-16	1 .10-16	1 .10-16

Проницаемость доменов модели S3-M3



Рисунок 3.29. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S3-M3 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.



Окончание рисунка 3.29.

Ослабление конвекции привело К доминированию кондуктивного теплопереноса в геотермальной системе и, как следствие, чрезмерному прогреву обширных областей горных пород и возникновению сплошных зон влажного и перегретого пара вблизи дневной поверхности на большей части территории геотермальной системы. При проницаемости заданном здесь значении близкие термовыводящего канала модель демонстрирует результаты кондуктивной модели S3-M0, результат расчета которой был представлен выше.

Модель S3-M4. С целью рассмотрения вопроса о взаимовлиянии двух термоаномалий дополнительно к Нижне-Кошелевскому участку в данной модели симулируется и Верхне-Кошелевский. Помимо термовыводящего канала на Нижне-Кошелевском участке (домен 7) повышена проницаемость пород субвулканической интрузии под вулканом Валентин (домен 6) И канала Верхне-Кошелевского участка (домен 8), термовыводящего чтобы обеспечить возможность конвективного теплопереноса И возникновение термоаномалий на обоих участках одновременно. Данная модель аналогична модели S3-M1 без Верхне-Кошелевского участка. Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.23. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.30.

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-16

Проницаемость доменов модели S3-M4



Рисунок 3.30. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S3-M4 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.

Введение в модель Верхне-Кошелевской термоаномалии очень незначительно повлияло на термогидродинамический режим Нижне-Кошелевской термоаномалии – лишь на разрезе J=21 несколько уменьшилась глубина залегания апикальной части зоны перегретого пара на Нижне-Кошелевском участке

(сравнение рисунка 3.30 для данной модели с рисунком 3.27 для модели S3-M1 без Верхне-Кошелевского участка). Эти изменения несущественны, так как попрежнему на разрезе J=16 демонстрируется отсутствующая по натурным данным термоаномалия, а на разрезе J=21 прогрев окрестности Нижне-Кошелевского термального поля слишком широк.

Модель S3-M5. По сравнению с предыдущей в данной модели уменьшена проницаемость термовыводящего канала под Нижне-Кошелевским участком. Эту модель можно трактовать как аналог модели S3-M2 с добавлением Верхне-Кошелевской термоаномалии. Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.24. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.31.

Проницаемость термовыводящего канала Верхне-Кошелевской термоаномалии недостаточна для существования интенсивной конвекции на этом участке, в результате чего результат термогидродинамического моделирования демонстрирует слишком широкий фронт поднятия изотерм и паровых зон под этим участком.

Таблица 3.24

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	5·10 ⁻¹⁶	5.10-16	5 .10-16	1 .10-16





Рисунок 3.31. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S3-M5 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.



Окончание рисунка 3.31.

Близость этой перегретой термоаномалии к Нижне-Кошелевскому участку, проницаемость термовыводящего канала которой также уменьшена по сравнению с предыдущей моделью, приводит к тому, что и без того слишком широкое Нижне-Кошелевское термальное поле становится еще шире на разрезе J=21. Более того на разрезе J=16 паровые зоны практически повсеместны вблизи дневной поверхности между двумя термальными участками, кроме относительно небольшого промежутка под кальдерой вулкана Западный. Демонстрируемый прогрев горных пород и простирание паровых зон являются чрезмерными и не соответствуют натурным данным.

Модель S3-M6. Данная модель аналогична S3-M4 с одним дополнением – повышена проницаемость горных пород субвулканического интрузивного тела под Нижне-Кошелевским участком (домен 5). Как было показано выше на моделях с другим строением, высокая проницаемость домена 5 приводит к чрезмерному прогреву всего вулкана Западный, а не только Нижне-Кошелевского термального поля на его западном склоне, как это имеет место быть в действительности. Целью данного термогидродинамического расчета является дополнительное рассмотрение вопроса, связанного с наличием геотермального резервуара в объеме этой интрузии при наличии прямого термовыводящего

канала между магматическим очагом и дневной поверхностью на Нижне-Кошелевском участке. Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.25. По результатам расчета данной модели (рисунок 3.32) в сравнении с моделью

Таблица 3.25

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-16

Проницаемость доменов модели S3-M6



Рисунок 3.32. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S3-M6 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.

S3-M4 видно, что введение в термогидродинамическую модель проницаемого гидротермального резервуара в объеме домена 5 приводит к перегреву вулкана Западный и слиянию двух термоаномалий и паровых зон на протяжении большей части геотермальной системы. Этот результат нужно считать дополнительным аргументом в подтверждение правильности выбора способа обеспечения гидродинамической связи магматического очага с дневной поверхностью.

3.1.4.2. Анализ результатов серии моделей S3

Представленные выше термогидродинамические модели способны демонстрировать качественное соответствие натурным данным, раздельные термоаномалии и паровые зоны на Нижне- и Верхне-Кошелевском участках месторождения. Но на Нижне-Кошелевском участке демонстрируется несколько большая по размеру паровая зона и ширина фронта поднятия изотерм, чем на аналогичных моделях серии S2, которые лучше соответствуют натурным данным. Для моделей данной серии характерно относительно равномерное распределение температуры сечению термовыводящего (домена 7), ПО канала перпендикулярному его оси. Это особенно хорошо заметно по плоским участкам изотерм 200 – 300 °C вблизи Нижне-Кошелевского термального поля в моделях S3-M1 и S3-M2. Диаметр термовыводящего канала на Нижне-Кошелевском участке является параметром, контролирующим латеральную протяженность термоаномалии.

Таким образом, в качестве способа варьирования гидродинамической связи магматического очага с дневной поверхностью на Нижне-Кошелевском участке предпочтительным является варьирование проницаемости пород в объеме термовыводящего канала (как в серии S2), а не варьирование его диаметра (как в данной серии). По крайней мере, в близповерхностной части диаметр термовыводящего канала контролирует размер Нижне-Кошелевского термального поля.

3.1.5. Серия моделей S4 – модели, качественно соответствующие натурным данным

Результаты расчетов некоторых моделей серии S2 показали качественное соответствие натурным данным для Нижне-Кошелевского участка. Эти модели могут быть пригодны для дальнейшего перехода к количественному термогидродинамических моделированию параметров геотермального теплоносителя Кошелевской геотермальной системе. Для В построения термогидродинамической модели геотермальной системы в целом необходимо рассмотреть вопрос о взаимном влиянии Нижне- и Верхне-Кошелевской термальных аномалий друг на друга. В несколько моделей, являющихся продолжением серии S2 с прямым термовыводящим каналом диаметром 500 м на Нижне-Кошелевском была добавлена участке, Верхне-Кошелевская термоаномалия с целью симуляции одновременно двух термоаномалий: Нижне- и Верхне-Кошелевского.

Строение моделей, вычислительная сетка, домены и их номера, граничные и начальные условия и область магматического очага такие же, как в моделях S2 (рисунок 3.13). Физические свойства доменов горных пород, кроме проницаемости, были представлены в таблице 3.12. Проницаемость доменов является изменяемым параметром в моделях данной серии и различна в каждой модели. Время моделирования 40 тыс. лет.

3.1.5.1. Описание и результаты серии моделей S4

Модель S4-M0. Для пород субвулканической интрузии под вулканом Валентин (домен 6), термовыводящего канала на Верхне-Кошелевском участке (домен 8) и термовыводящего канала на Нижне-Кошелевском участке (домен 7) заданы повышенные значения проницаемости, при которых возможно возникновении конвекции. Проницаемость остальных доменов соответствует кондуктивной теплопередаче. Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.26. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.33.

Таблица 3.26

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-16

Проницаемость доменов модели S4-M0



Рисунок 3.33. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S4-M0 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.

Результаты термогидродинамического расчета в целом демонстрируют качественное соответствие натурным данным – термоаномалии и паровые зоны на

двух участках разделены и корректно локализованы, отсутствует сплошной чрезмерный прогрев массива, который имел место быть в результатах ранних несовершенных моделей. Интересно сравнение данной модели с S2-M1, в которой проницаемость термовыводящего канала на Нижне-Кошелевском участке была задана таким же значением, но отсутствовала конвекция на Верхне-Кошелевском. В результате расчета данной модели четко выражено охлаждение центральной части массива в результате преобладания конвективного типа теплопереноса и, как следствие более интенсивного выноса тепла на дневную поверхность на Верхне-Кошелевском термальном поле.

Модель S4-M1. В данной модели увеличена проницаемость домена 7. Модель аналогична S2-M4 с добавлением Верхне-Кошелевской термоаномалии. Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.27. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.34, на котором видно, что введение в



Рисунок 3.34. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S4-M1 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.

модель Верхне-Кошелевской термоаномалии не оказывает значительное влияние на термогидродинамические параметры геотермального теплоносителя под Нижне-Кошелевским участком.

Таблица 3.27

Проницаемость доменов модели S4-M1

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-15	1 .10-14	1 .10-15	1 .10-16

S4-M2. С Модель целью моделировать наличие гидротермального резервуара вблизи дневной поверхности на Нижне-Кошелевском участке в данной модели увеличена проницаемость субвулканической интрузии (домен 5). В остальном эта модель аналогична S4-M1. Проницаемость всех доменов приводится в таблице 3.28. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.35.

Таблица 3.28

Проницаемость доменов модели S4-M2

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-14	1 .10-15	1 .10-16



Рисунок 3.35. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя в разрезах модели S4-M2 по оси х на момент 40 тыс. лет. В правом верхнем углу – номер разреза.



Окончание рисунка 3.35.

Результаты термогидродинамического расчета этой модели демонстрируют, что повышение проницаемости горных пород в объеме субвулканической интрузии приводит к чрезмерному прогреву и образованию сплошной зоны сухого и перегретого пара вблизи дневной поверхности на обширной территории. Это является аргументом против гипотезы о существовании гидротермального резервуара в объеме субвулканической интрузии под Нижне-Кошелевским участком.

3.1.5.2. Анализ результатов серии моделей S4

Модели S4-M0 и S4-M1 показали качественное соответствие расчетных термогидродинамических параметров геотермального теплоносителя с имеющимися натурными данными как на Нижне-Кошелевском участке, так и на Верхне-Кошелевском. Области перегретого пара и пароводяной смеси в этих моделях простираются вплоть до дневной поверхности на тех же участках, где в действительности происходит разгрузка Кошелевских парогидротерм.

Размеры, форма и локализация апикальной части пароводяной зоны на Нижне-Кошелевском участке по результатам термогидродинамического расчета

модели S4-M0 близки к верхней границе паровой зоны, оконтуренной [53] по результатам буровых работ. В работе [53] отмечалось, что нижняя граница этой зоны не установлена, но предполагалось, что пар может генерироваться на глубине менее 2,5 3 КМ. Это предположение не подтверждается термогидродинамическим расчетом S4-M0 (рисунок 3.33). В целом результаты расчета этой модели демонстрируют удовлетворительное качественное соответствие имеющимся данным, как с дневной поверхности, так полученным с помощью бурения поисковых скважин. Это позволяет считать, что данная модель количественно соответствует Кошелевской геотермальной системе, а заданные значения входных параметров близки реальным.

Установлено, что интенсивность прогрева на Нижне-Кошелевском участке контролируется значением проницаемости горных пород термовыводящего канала (домен 7). Кроме того, обнаружено, что изменение проницаемости термовыводящего канала на Нижне-Кошелевском участке оказывает влияние на интенсивность прогрева горных пород вблизи дневной поверхности на Верхне-Кошелевском участке. Так сравнение результатов термогидродинамических расчетов моделей S4-M0 и S4-M1 показывает, что увеличение проницаемости домена 7 приводит к некоторому охлаждению геотермального теплоносителя на Верхне-Кошелевском участке. Это объясняется тем, что из-за увеличения проницаемости домена 7 возрастает интенсивность конвекции в горных породах под Нижне-Кошелевским участком, что в свою очередь приводит к увеличению выноса к Верхне-Кошелевскому.

Анализ результатов термогидродинамического расчета модели S4-M2 показывает, что если бы вблизи дневной поверхности на Нижне-Кошелевском участке существовал латерально протяженный геотермальный резервуар в пределах субвулканической интрузии, то это вызвало бы слишком интенсивный прогрев горных пород и привело бы к возникновению слишком обширных паровых зон вблизи дневной поверхности. В этом случае разгрузка парогидротерм была бы практически повсеместна на территории Кошелевской

108
геотермальной системы, чего в действительности нет. Это свидетельствует об отсутствии под Нижне-Кошелевским участком столь протяженной в латеральном направлении области горных пород с высокой проницаемостью. Более вероятно, что в недрах этого участка геотермальной системы имеется относительно узкая в поперечном сечении область проницаемых горных пород, которая выполняет функцию термовыводящего канала.

3.2. Влияние физических свойств пород на теплоперенос в системе

Качественное соответствие результатов термогидродинамических расчетов, приведенных выше, и натурных данных было достигнуто созданием ряда моделей, которые отличаются друг от друга строением и значениями проницаемостей доменов горных пород. Другие физические свойства горных пород были одинаковы во всех моделях. В данном разделе рассматривается вопрос о корректности такого способа.

Существенное влияние теплопроводности и теплоемкости горных пород на теплоперенос в геотермальных системах было показано ранее авторами работ [49, 50, 56, 120]. Здесь сравнивается отношение конвективного и кондуктивного теплопереноса в Кошелевской геотермальной системе при разных значениях физических свойств горных пород, чтобы оценить степень влияния отдельных свойств на поведение системы. В каждой модели из данной серии значение физических свойств пород (теплопроводность, теплоемкость, одного ИЗ плотность, пористость, проницаемость) увеличено или уменьшено на 25% по базовым Как сравнению с значением. указывалось выше, контраст термогидродинамических параметров геотермального теплоносителя в пределах фоне обособление термоаномалии на таковых окружающих пород И термоаномалии обеспечивается в случае преобладания конвективного типа теплопереноса над кондуктивным. Поэтому оценка влияния вариации свойств пород на интенсивность конвективного теплопереноса относительно

кондуктивного представляет больший интерес, чем влияние на сами термогидродинамические параметры теплоносителя (на его температуру, давление или фазовое состояние).

В использованной для термогидродинамических расчетов программе HYDROTHERM пористость горной породы является функцией сжимаемости. Варьирование сжимаемости горных пород здесь не приводится, так как изменение значения этого параметра сводится только к изменению значения пористости.

В качестве базовой использована модель S4-M0, которая продемонстрировала качественное соответствие натурных и расчетных данных. Строение всех моделей данной серии, вычислительная сетка, домены и их номера такие же, как в базовой модели S4-M0, и были ранее представлены на рисунке 3.13 (посредством наследования от серии S2). Физические свойства доменов горных пород базовой модели представлены в таблице 3.29. Граничные и начальные условия, область магматического очага такие же, как в предыдущих моделях. Время моделирования 40 тыс. лет.

Таблица 3.29

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проницаемость, м ²	1.10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-16	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-15	1 .10-16
Пористость, %	10,00	10,00	2,58	2,55	8,70	8,70	2,55	2,55	10,00
Плотность, кг/м ³	2540	2540	2620	2630	2900	2900	2630	2630	2540
Теплопроводность, Вт/(м·К)	2,73	2,38	1,53	1,55	2,15	2,15	1,55	1,55	2,38
Теплоемкость, Дж/(кг·К)	832	832	1089	1106	867	867	1106	1106	832
Сжимаемость, 10 ⁻⁵ МПа ⁻¹	3,50	3,50	2,25	2,28	1,55	1,55	2,28	2,28	3,50

Физические свойства доменов базовой модели S4-M0

3.2.1. Варьирование теплопроводности пород

Для оценки влияния теплопроводности горных пород на теплоперенос в геотермальной системе выполнены термогидродинамические расчеты с повышенным (S5-M0) и пониженным (S5-M1) значениями относительно базового значения (S4-M0). Значения теплопроводности доменов трех моделей приводятся в таблице 3.30. Результаты термогидродинамических расчетов представлены на рисунке 3.36.



Рисунок 3.36. Сравнение числа Нуссельта и температуры (°С) на разрезе J=21 при разных значениях теплопроводности. В левом верхнем углу – наименование модели.

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
S5-M0 (+25%)	3,41	2,98	1,91	1,94	2,69	2,69	1,94	1,94	2,98
S4-M0 (базовая)	2,73	2,38	1,53	1,55	2,15	2,15	1,55	1,55	2,38
S5-M1 (-25%)	2,05	1,79	1,15	1,16	1,61	1,61	1,16	1,16	1,79

Теплопроводность доменов сравниваемых моделей, Вт/(м·К)

3.2.2. Варьирование теплоемкости пород

Для оценки влияния теплоемкости горных пород на теплоперенос в геотермальной системе выполнены термогидродинамические расчеты с повышенным (S5-M2) и пониженным (S5-M3) значениями относительно базового значения (S4-M0). Значения теплоемкости доменов трех моделей приводятся в таблице 3.31. Результаты термогидродинамических расчетов представлены на рисунке 3.37.



Рисунок 3.37. Сравнение числа Нуссельта и температуры (°С) на разрезе J=21 при разных значениях теплоемкости. В левом верхнем углу – наименование модели.



Окончание рисунка 3.37.

Таблица 3.31

Теплоемкость доменов сравниваемых моделей, Дж/(кг·К)

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
S5-M2 (+25%)	1040	1040	1361	1383	1084	1084	1383	1383	1040
S4-M0 (базовая)	832	832	1089	1106	867	867	1106	1106	832
S5-M3 (-25%)	624	624	817	830	650	650	830	830	624

3.2.3. Варьирование плотности пород

Для оценки влияния плотности горных пород на теплоперенос в геотермальной системе выполнены термогидродинамические расчеты с повышенным (S5-M4) и пониженным (S5-M5) значениями относительно базового значения (S4-M0). Значения плотности доменов трех моделей приводятся в таблице 3.32. Результаты термогидродинамических расчетов представлены на рисунке 3.38.

Таблица 3.32

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
S5-M4 (+25%)	3180	3180	3280	3290	3630	3630	3290	3290	3180
S4-M0 (базовая)	2540	2540	2620	2630	2900	2900	2630	2630	2540
S5-M5 (-25%)	1910	1910	1970	1970	2180	2180	1970	1970	1910

Плотность доменов сравниваемых моделей, кг/м³



Рисунок 3.38. Сравнение числа Нуссельта и температуры (°С) на разрезе J=21 при разных значениях плотности. В левом верхнем углу – наименование модели.



Окончание рисунка 3.38.

3.2.4. Варьирование пористости пород

Для оценки влияния пористости горных пород на теплоперенос в геотермальной системе выполнены термогидродинамические расчеты с повышенным (S5-M6) и пониженным (S5-M7) значениями относительно базового значения (S4-M0). Значения пористости доменов трех моделей приводятся в таблице 3.33. Результаты термогидродинамических расчетов представлены на рисунке 3.39.



Рисунок 3.39. Сравнение числа Нуссельта и температуры (°С) на разрезе J=21 при разных значениях пористости. В левом верхнем углу – наименование модели.



Окончание рисунка 3.39.

Таблица 3.33

Пористость доменов сравниваемых моделей, %

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
S5-M6 (+25%)	12,50	12,50	3,23	3,19	10,88	10,88	3,19	3,19	12,50
S4-M0 (базовая)	10,00	10,00	2,58	2,55	8,70	8,70	2,55	2,55	10,00
S5-M7 (-25%)	7,50	7,50	1,94	1,91	6,53	6,53	1,91	1,91	7,50

3.2.5. Варьирование проницаемости пород

Для оценки влияния проницаемости горных пород на теплоперенос в геотермальной системе выполнены термогидродинамические расчеты с повышенным (S5-M8) и пониженным (S5-M9) значениями относительно базового значения (S4-M0). Значения проницаемости доменов трех моделей приводятся в таблице 3.34. Результаты термогидродинамических расчетов на рисунке 3.40.



Рисунок 3.40. Сравнение числа Нуссельта и температуры (°С) на разрезе J=21 при разных значениях проницаемости. В левом верхнем углу – наименование модели.

Номер домена	1	2	3	4	5	6	7	8	9
S5-M8 (+25%)	1,25.10-16	1,25 .10-16	1,25 .10-16	1,25 .10-16	1,25 .10-16	1,25 .10-15	1,25 .10-15	1,25 .10-15	1,25 .10-16
S4-M0 (базовая)	1,00.10-16	1,00.10-16	1,00.10-16	1,00.10-16	1,00.10-16	1,00.10-15	1,00.10-15	1,00.10-15	1,00.10-16
S5-M9 (-25%)	0,75.10-16	0,75 .10-16	0,75 -10-16	0,75 .10-16	0,75 .10-16	0,75 .10-15	0,75 .10-15	0,75 .10-15	0,75 .10-16

Проницаемость доменов сравниваемых моделей, м²

3.2.6. Анализ результатов варьирования физических свойств пород

По результатам термогидродинамических расчетов представленных моделей видно, что значение проницаемости горных пород оказывает наиболее существенное влияние на отношение между конвективным и кондуктивным типами теплопереноса, а также на распределение температурного поля в Кошелевской геотермальной системе. Необходимо также отметить, что диапазон значений проницаемости горных пород, в котором осуществлено варьирование в приведенных выше моделях S8 и S9, является очень узким по сравнению с диапазоном, который возможен в реальных геологических условиях в недрах геотермальной системы. В действительности проницаемость пород может быть в гораздо более широком интервале значений 10⁻¹⁹ – 10⁻¹³ м². Напротив, диапазоны варьирования остальных физических свойств пород в моделях близки к диапазонам возможных в действительности значений. Плотность пород в модели S5-M5 представляется даже заниженной для магматических и измененных пород, то есть диапазон варьирования в моделях несколько шире, чем вероятные в действительности значения плотности. Несмотря на вышесказанное, варьирование проницаемости приводит к более значительным изменениям термогидродинамического режима, чем варьирование других физических свойств горных пород.

Проницаемость является предпочтительным параметром в качестве варьируемого для достижения соответствия между натурными и расчетными

термогидродинамическими параметрами в силу следующих причин. Во-первых, непосредственно потому, что изменения проницаемости вызывают наибольший отклик системы. Во-вторых, потому, что значения проницаемости являются наименее определенными в геологической среде по сравнению с другими физическими свойствами горных пород, которые с высокой степенью достоверности находятся в относительно узком интервале значений.

3.3. Влияние размеров и температуры поверхности магматического очага на теплоперенос в системе

Важнейшим элементом термодинамической системы является нагреватель. При построении численных моделей использовались оценочные значения размера и температуры магматического очага. Несмотря на то, что оценки представляются достаточно обоснованными, тем не менее, в реальности эти значения могут быть как больше, так и меньше оценочных. Поэтому необходимо рассмотреть влияние температуры поверхности и размеров магматического очага на теплоперенос в Кошелевской геотермальной системе. В соответствии с ранее выполненными в 2 главе оценками произведены расчеты шести численных термогидродинамических моделей с разными объемами (92 и 39 км³) и температурами поверхности (700, 900 и 1000°С) магматического очага. В таблицу 3.35 сведены исходные параметры вариантов моделей.

На рисунках 3.41 – 3.43 представлены строение моделей, вычислительная сетка, домены и их номера. Физические свойства доменов горных пород были приведены в таблице 3.12. Во всех моделях магматический очаг имеет форму эллипсоида. В моделях, в которых объем магматического очага V = 92 км³, полуоси эллипсоида составляют 5 км в широтном направлении, 1 км в меридиональном и 4,4 км в вертикальном (рисунки 3.41 и 3.43(а)). В этих моделях нижняя граница области моделирования проходит через центр магматического очага. В моделях, в которых объем магматического очага V = 39 км³, полуоси

эллипсоида составляют 5 км в широтном направлении, 1 км в меридиональном и 1,85 км в вертикальном (рисунки 3.42 и 3.43 (b)). Результаты расчетов представлены на рисунках 3.44 и 3.45.

Таблица 3.35

Модель	Объем очага, км ³	Температура поверхности очага, °С
S8-M0	92	700
S6-M14	92	900
S8-M1	92	1000
S9-M0	39	700
S9-M1	39	900
S9-M2	39	1000

Параметры магматического очага в моделях



Рисунок 3.41. Домены горных пород и вычислительная сетка моделей с магматическим очагом V = 92 км³. Слева разрез через центр Верхне-Кошелевского участка, справа – через центр Нижне-Кошелевского.



Рисунок 3.42. Домены горных пород и вычислительная сетка моделей с магматическим очагом V = 39 км³. Слева разрез через центр Верхне-Кошелевского участка, справа – через центр Нижне-Кошелевского.



Рисунок 3.43. Строение моделей с магматическим очагом: (a) $V = 92 \text{ км}^3$; (b) $V = 39 \text{ км}^3$.



Рисунок 3.44. Разрезы через центр магматического очага. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя. Время моделирования 40 тыс. лет. В левом верхнем углу – наименование модели.



Рисунок 3.45. Разрезы через центр Нижне-Кошелевского термального поля, в окрестности которого заложены скважины. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя. Время моделирования 40 тыс. лет. В левом верхнем углу – наименование модели.

По приведенным выше результатам видно, что модели с меньшим размером магматического очага демонстрируют несколько меньший прогрев геотермального теплоносителя в системе. Рассмотрим процессы теплопереноса в моделях с одинаковым объемом магматического очага 92 км³ и разной температурой его поверхности: 700°С (модель S8-M0) и 1000°С (модель S8-M1). На рисунке 3.46 изображено распределение расчетных температур и чисел Нуссельта.

122



Рисунок 3.46. Сравнение температуры (°С) и числа Нуссельта в моделях с разной температурой поверхности очага. В левом верхнем углу – наименование модели.

Вследствие увеличения температуры поверхности магматического очага, увеличивается температура прилегающих областей горных пород. Вместе с этим уменьшается числа Нуссельта в горных породах модели S8-M1 по сравнению с S8-M0 на рисунке 3.46. При преобладании кондуктивной составляющей теплопереноса в геотермальной системе распределение температуры становится более равномерным и изотропным, что видно по более плавным изотермам.

3.4. Калибровка термогидродинамических моделей по натурным данным

При исследованиях геотермальных систем и месторождений, как в естественном состоянии, так и в процессе эксплуатации, широко используется численное термогидродинамическое моделирование. Распределения термогидродинамических параметров геотермального теплоносителя оцениваются с помощью численных термогидродинамических моделей системы. Численные модели строятся на основе имеющихся натурных данных об объекте исследования: геологическом строении, физических свойствах горных пород и др. Если модель демонстрирует значения термогидродинамических параметров, близкие к фактически известным в некоторых точках объекта исследования (например, полученным при поисковом бурении), то такая модель может быть использована для оценки параметров в тех точках реальной системы, в которых натурные данные отсутствуют или в тех же точках, но в другие моменты времени.

На этом принципе основано численное моделирование геотермальных систем, месторождений, отдельных резервуаров и систем их разработки. Основное требование к моделям заключается в том, что они должны как можно точнее описывать состояние и поведение моделируемого объекта. Это обеспечивается с помощью процедуры калибровки модели по имеющимся натурным данным. В данном разделе представлен результат калибровки термогидродинамической модели Кошелевской геотермальной системы. Для калибровки термогидродинамических моделей используются данные о температуре в продуктивных скважинах, приведенные в работах [7, 52], которые были получены в результате бурения и опробования на Нижне-Кошелевском участке. В настоящее время отсутствуют натурные данные о термогидродинамических параметрах теплоносителя на глубине для других областей геотермальной системы. Поэтому калибровка выполняется только по Нижне-Кошелевскому участку. На рисунке 3.47 изображена область моделирования и расположение скважин, температуры в которых использованы для калибровки (таблица 1.2).



Рисунок 3.47. Область моделирования и схема расположения скважин на вычислительной сетке. 1 – парогидротермы (1 – Нижне-Кошелевские; 2 – Верхне-Кошелевские); 2 – термальные источники (3 – Сивучинские); 3 – граница магматического очага; 4 – границы субвулканических интрузий; 5 – границы тектонически нарушенных зон; 6 – термовыводящие каналы; 7 – участок со скважинами в увеличенном масштабе слева; 8 – поисковые скважины 1975 – 1984 годов [7, 51, 52]; J-16, J-21 – номера разрезов.



Рисунок 3.48. Строение модели на разрезе через скважины 10 и 10-ДП по оси х.



Рисунок 3.49. Строение модели на разрезе через скважины 1-П и 2-К по оси х.



Рисунок 3.50. Строение модели на разрезе через скважину 4-П по оси х.

Калибровка термогидродинамической модели по существу заключается в поиске таких значений входных параметров, при которых минимизируется

отклонение расчетных значений от натурных данных. В математике решение таких задач разработано в теории оптимизации. Как выше было установлено, проницаемость является предпочтительным параметром в качестве варьируемого для достижения соответствия между натурными И расчетными термогидродинамическими параметрами в силу следующих причин. Во-первых, непосредственно потому, что изменения проницаемости вызывают наибольший отклик системы. Во-вторых, потому, что значения проницаемости являются наименее определенными в геологической среде по сравнению с другими физическими свойствами горных пород, которые более достоверно находятся в относительно узком интервале значений. Параметрами оптимизации в данной работе являются проницаемости доменов 3, 5, 7 и 9 (рисунки 3.48 - 3.50). Процедура калибровки термогидродинамической модели сводится к решению задачи безусловной оптимизации в четырехмерном пространстве параметров.

Целевая функция представляет собой среднее линейное отклонение между измеренной температурой на забое скважины и температурой вычислительного блока, соответствующего пространственному положению забоя скважины в модели:

$$f(k_3, k_5, k_7, k_9) = \frac{1}{5} \sum_{i=1}^{5} |T_i - T_{0i}|$$
(3.1)

где T_i – расчетная температура на забое скважины *i*; T_{0i} – измеренная температура на забое скважины *i*; k_3 , k_5 , k_7 , k_9 – проницаемости доменов 3, 5, 7 и 9 соответственно.

Для оптимизации использован метод деформируемого симплекса (метод Нелдера-Мида), который сохраняет сходимость на овражных функциях [13]. Последнее важно потому, что отклик системы на изменение параметра k_7 может отличаться на порядки от откликов на изменение параметров k_3 , k_5 и k_9 , как показали приведенные выше результаты предварительного качественного моделирования.

Для калибровки моделей использованы значения температуры на забое скважин. В каждой скважине температура на забое является максимальной [7].

Произведен численный расчет 25 термогидродинамических моделей с различными значениями проницаемости. В таблице 3.36 представлен результат расчета термогидродинамической модели S7-M25, показавшей наиболее близкое совпадение с натурными данными, при параметрах: $k_3 = 1,22 \cdot 10^{-16} \text{ м}^2$; $k_5 = 6,46 \cdot 10^{-17} \text{ M}^2$; $k_7 = 2,31 \cdot 10^{-15} \text{ M}^2$; $k_9 = 4,92 \cdot 10^{-17} \text{ M}^2$. На рисунке 3.51 изображено распределение температуры и фазового состояния теплоносителя в этой модели.



Рисунок 3.51. Распределение температуры (°С) и фазового состояния теплоносителя. В правом верхнем углу – номер разреза (положение разрезов – на рисунке 3.47).

Среднее отклонение по скважинам составило 30,9 °С, или 15,9%. Наибольшее отклонение по модулю 40,3% по скважине 10-ДП. Наименьшее –

0,1% по скважине 2-К. При исключении этих крайних значений из расчета среднее отклонение составляет 13%.

Таблица 3.36

	Te	Температура на забое скважины, °С							
	1-П	2-К	4-П	10	10-ДП	отклонение			
Расчетные данные	226,6	232,3	168,5	218,5	262,4	—			
Натурные данные [7, 52]	192,0	232,0	205,0	226,2	187,7	_			
Отклонение, °С	34,6	0,3	-36,5	-7,5	75,4	30,9			
Отклонение, %	18,0	0,1	-17,8	-3,3	40,3	15,9			

Сравнение расчетных и натурных температур в скважинах

В заключение следует отметить, что вид функциональной зависимости температуры от проницаемостей в геологической среде не исследован в настоящее время и может быть очень сложным. Поэтому неизвестно, является ли функция унимодальной. Существуют стохастические целевая методы которые позволяют находить глобальный экстремум, оптимизации, как мультимодальной, так и унимодальной функции [38]. Было бы оправданным методов, чтобы требование использовать олин ИЗ таких отменить унимодальности. Но эти методы требуют вычисление целевой функции в большом количестве точек пространства параметров. В данном приложении вычисление целевой функции в одной точке – это результат численного расчета термогидродинамической модели. Время расчета одной модели на стандартном персональном компьютере составляет от 1 до 2,5 суток. Метод деформируемого экстремум унимодальных функций. симплекса, позволяет находить Ha мультимодальной функции может быть получен ложный результат, а именно локальный экстремум, ближайший к начальному приближению. Несмотря то, что унимодальность целевой функции не установлена, использован метод деформируемого симплекса, т.к. он требует относительно малого количества вычислений. Вывод о корректности применения основывается на результате, который является удовлетворительным. Калиброванная модель S7-M25 может быть использована лальнейшего исследования лля пространственных распределений термогидродинамических параметров теплоносителя И ИХ

изменений в ходе освоения геотермальных ресурсов Кошелевской системы с помощью численного термогидродинамического моделирования.

3.5. Выводы по главе 3

1. По результатам ряда предварительных численных экспериментов модель приведена к качественному соответствию объекту исследования.

2. Методом численного эксперимента оценено влияние физических свойств горных пород (теплопроводности, теплоемкости, плотности, пористости и проницаемости) на процессы теплопереноса в геотермальной системе. Установлено, что проницаемость горных пород оказывает наибольшее влияние на процесс конвекции и распределение температуры и фазового состояния геотермального теплоносителя в системе.

3. Методом численного эксперимента оценено влияние размера и температуры поверхности магматического очага на процессы теплопереноса в геотермальной системе. Установлено, что чем больше размер магматического очага, тем выше значения температур в системе. Установлено, что при увеличении температуры поверхности магматического очага в прилегающих областях горных пород увеличивается температура, и уменьшаются числа Нуссельта.

4. Выполненная по данным поискового бурения калибровка разработанной термогидродинамической модели обеспечивает количественное соответствие между моделью и объектом исследования. Среднее отклонение расчетных и натурных данных по скважинам составляет 30,9 °C, или 15,9%.

5. Получено расчетное распределение термогидродинамических параметров геотермального теплоносителя в горных породах Кошелевской геотермальной системы в естественном состоянии.

4. ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ И ТЕХНИКО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ ОСВОЕНИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ КОШЕЛЕВСКОЙ СИСТЕМЫ

4.1. Оценка технико-экономической эффективности проектов геотермальных электростанций

Технико-экономическая оценка геотермальных проектов необходима для оценки целесообразности их реализации, а также эффективности ИХ функционирования в условиях местного рынка потребления электрической или тепловой энергии. Такая оценка состоит из технической и экономической подзадач, последнюю зачастую подразделяют на собственно экономическую и финансовую. В первую очередь определяются технические параметры ГеоЭС, которые могут быть обеспечены конкретным геотермальным месторождением в случае его освоения с применением существующих в настоящее время технических средств и методов извлечения тепловой энергии геотермального резервуара И преобразования ее в электрическую. Они определяются физическими характеристиками геотермального резервуара [111], прежде всего его импедансом, температурой геотермального теплоносителя, глубиной его залегания, фазовым состоянием. Мощность добываемой тепловой энергии W_h и импеданс резервуара Ir определяются [138] выражениями (4.1) и (4.2) соответственно.

$$W_h = q \left(h_{pr} - h_{inj} \right) \tag{4.1}$$

$$I_r = \left(p_{inj} - p_{pr}\right)/q \tag{4.2}$$

где *q* – массовый расход теплоносителя; *h*_{pr} – удельная энтальпия теплоносителя в добычной скважине; *h*_{inj} – удельная энтальпия теплоносителя в нагнетательной скважине; *p*_{pr} – давление на забое продуктивной скважины; *p*_{inj} – давление на забое нагнетательной скважины.

Эти параметры далее используются для определения чистой электрической мощности ГеоЭС [128]:

$$W = \eta_h W_h \left(1 - \frac{T_{out}}{T_{in}} \right) - W_p \tag{4.3}$$

где η_h – коэффициент преобразования, типичное значение 0,45 для современного технического уровня по данным [128]; T_{in} , T_{out} – соответственно температуры теплоносителя на входе и на выходе; W_p – электрическая мощность, необходимая для работы ГеоЭС, включающая в себя потребление технологического оборудования, по большей части потребление насосов для перекачки жидкого теплоносителя.

Потребление насосов в свою очередь определяется как общая сумма мощностей добычных и нагнетательных насосов. Если пренебречь силами трения теплоносителя в стволе скважины, по [114] потребляемая мощность добычного насоса W_{pr} определяется выражением (4.4), а нагнетательного W_{inj} – выражением (4.5):

$$W_{pr} = \frac{q(\rho g H_{pr} - p_{pr})}{\rho \eta_p} \tag{4.4}$$

$$W_{inj} = \frac{q(p_{inj} - \rho g H_{inj})}{\rho \eta_p} \tag{4.5}$$

где *H*_{pr} – глубина забоя добычной скважины; *H*_{inj} – глубина забоя нагнетательной скважины; *ρ* – плотность теплоносителя; *g* – ускорение свободного падения; *η*_p – КПД насоса, принимается равным 80% [114, 132].

Однако выражение (4.3) основано на идеальном цикле Карно, поэтому дает завышенные значения электрической мощности. На практике эффективность преобразования тепловой энергии в электрическую составляет около 12% в среднем для геотермальных электростанций в мире [137].

В качестве критерия производительности, а также для оценки предполагаемого срока эксплуатации служит динамика чистой электрической мощности во времени W(t), или как иногда называют в англоязычной литературе, профиль производительности (англ. generation profile). В работе [128] отмечается, что благоприятным является профиль производительности, при котором чистая

электрическая мощность отклоняется менее чем на 15% от средней величины на всем сроке эксплуатации ГеоЭС.

По данным [138] значения импеданса геотермального резервуара I_r около 0,1–0,2 МПа·с/кг можно условно считать экономически оправданным "стандартом" для систем типа EGS (англ. Enhansed Geothermal System). Однако необходимо осторожно относиться к этой оценке, учитывая экономические особенности региона, в котором предполагается строительство ГеоЭС.

На основе выбранных технических параметров производится расчет капитальных затрат на строительство ГеоЭС и ее эксплуатацию. Капитальные затраты включают расходы на разведочные работы, строительство наземных зданий и сооружений с необходимым оборудованием, бурение скважин и их обустройство, а так же стимуляцию резервуара в случае разработки геотермального месторождения типа EGS.

Основную часть капитальных затрат составляют расходы на бурение продуктивных, нагнетательных и разведочных скважин [87, 111, 116, 131]. Вместе с тем, зачастую, эту статью расходов наиболее трудно прогнозировать из-за неопределенности стоимости бурения в условиях конкретного месторождения. По оценкам [131] расходы на буровые работы составляют 20–50% от стоимости всего проекта при разработке высокотемпературных месторождений, и 10-20% низкотемпературных. В работе [114] анализируются капитальные затраты и влияние на них расходов на термоизоляцию продуктивных скважин, увеличение их количества и расхода теплоносителя. Показано, что может быть экономически более выгодным вариант, при котором происходят потери тепла в стволе скважины, чем вариант с термоизоляцией ствола. В работе [131] на примере Исландии детально рассматривается экономическое преимущество поэтапного наращивания генерирующей мощности ГеоЭС по сравнению с единовременным вводом в эксплуатацию максимальных мощностей, которые могут быть обеспечены геотермальным месторождением. Поэтапный способ, в частности, позволяет снизить расходы на разведочное бурение и тем самым уменьшить капитальные затраты. Кроме того это уменьшает период времени между

инвестицией в бурение и получением доходов, что является более экономически выгодным.

Строительство наземной части предполагает расходы на возведение и обустройство насосной станции И трубопроводов для транспортировки теплоносителя, сепараторной, машинного зала с паровыми турбинами и электрогенераторами, трансформаторной подстанции и линии электропередачи [48]. Эксплуатационные необходимы затраты поддержания для вышеперечисленных зданий, сооружений, оборудования и скважин в рабочем состоянии на всем протяжение жизненного цикла проекта с учетом амортизации, включают заработную плату и социальные гарантии сотрудникам.

Показателем экономической эффективности электростанций, не только геотермальных, но и любых других типов, является нормированная (или дисконтированная) себестоимость производства электроэнергии LCOE (англ. Levelized Cost of Electricity) [116, 129]. Для случая производства тепловой энергии существует аналогичный показатель LCOH [87].

$$LCOE = \sum_{t=1}^{T} \frac{M_t}{(1+d)^t} / \sum_{t=1}^{T} \frac{E_t}{(1+d)^t}$$
(4.6)

где T – продолжительность жизненного цикла проекта в годах; M_t – капитальные и эксплуатационные затраты в год t; E_t – количество произведенной электроэнергии в год t; d – ставка дисконтирования.

Величина *E_t* в выражении (4.6) должна быть определена с учетом КИУМ (коэффициент использования установленной мощности), который представляет собой отношение среднеарифметической фактически вырабатываемой мощности к номинальной мощности ГеоЭС за интервал времени *t*.

Основными показателями финансовой эффективности инвестиционных проектов являются чистая приведенная стоимость NPV (англ. Net Present Value) и внутренняя норма доходности IRR (англ. Internal Rate of Return) [39 – 41, 99, 100]. Чистая приведенная стоимость NPV рассчитывается по выражению (4.7). При NPV > 0 проект признается финансово эффективным.

$$NPV = \sum_{t=1}^{T} \frac{NCF_t}{(1+d)^t}$$
(4.7)

где NCF_t – чистый денежный поток за год t (англ. Net Cash Flow), который представляет собой сумму всех доходов за вычетом суммы всех расходов.

В финансово-экономической литературе вопрос о методе расчета ставки дисконтирования является дискуссионным. Он может производиться по моделям Фамы и Френча, Кархарта, Шарпа, Гордона, на основе средневзвешенной стоимости капитала или другими методами. Например, по методике [39] ставка дисконтирования d принимается равной либо превышающей величину доходности к погашению по облигациям федерального займа со сроком, максимально близким к срокам реализации проекта, плюс два с половиной процентных пунктов.

Внутренняя норма доходности IRR определяется как ставка дисконтирования, при которой NPV проекта в выражении (4.7) становится равной нулю. Величина нормы доходности IRR сравнивается с требуемой инвестором величиной дохода [14, 100]. Если IRR равна или больше требуемой нормы доходности, то инвестиция в проект считается эффективной.

Показателем эффективности также является срок окупаемости, который рассчитываться как без учета дисконтирования (простой может срок окупаемости), так и с его учетом (дисконтированный срок окупаемости) [14, 40, 41]. Для проектов с долгим жизненным циклом простой срок окупаемости может быть значительно занижен, поэтому стандартным для длительных инвестиционных проектов, каковыми являются ГеоЭС. является дисконтированный срок окупаемости DPP (англ. Discounted Payback Period) [41]. Он определяется как минимальный временной период от начала осуществления инвестиционного проекта, за пределами которого NPV становится и остается в дальнейшем неотрицательным [14]. В случае, если у проекта есть несколько сроков окупаемости (например, при нескольких очередях строительства), рекомендуется [41] использовать наибольший срок, но также справочно указывать наличие других точек окупаемости. Не существует общепринятых предельных значений DPP. Относительно конкретного проекта максимальное приемлемое значение DPP, может быть установлено инвестором, возможностью

государственного софинансирования или другими факторами. Например, по методике [40] предельные значения по периоду окупаемости инвестиционного проекта не устанавливаются, и данный показатель носит справочный характер.

Список возможных дополнительных показателей эффективности, предназначенных либо показать проект с более удобной для анализа точки зрения, либо расширить информацию базовых показателей, определяется подходами к оценке принятыми инвестором [41].

Оценка технико-экономической и финансовой эффективности проекта может быть выполнена при различных входных значениях технических, экономических и финансовых параметров для того, чтобы сравнить несколько вариантов реализации проекта и выбрать наилучший из них. С этой целью могут быть использованы методы многопараметрической оптимизации.

4.2. Технологические параметры геотермальной циркуляционной системы на Нижне-Кошелевском участке месторождения

На основе построенной и откалиброванной по натурным данным численной термогидродинамической модели Кошелевской геотермальной системы технологических производится оценка параметров геотермальной циркуляционной системы (ГЦС) на Нижне-Кошелевском участке месторождения. Результаты расчета калиброванной термогидродинамической модели S7-M25 на моделирования конечном моменте времени количественно представляют распределение термогидродинамических параметров в системе в естественном состоянии. Они использованы в качестве начальных условий для определения термогидродинамических параметров теплоносителя при эксплуатации ГЦС. На рисунке 4.1 изображено распределение температуры на глубине 2000 м ниже дневной поверхности, а также предполагаемая схема заложения скважин.

Схема разработки геотермальной циркуляционной системы предполагает бурение нагнетательной и добычной скважин глубиной 2000 м. Места их

заложения и глубина забоя обусловлены пространственным распределением термогидродинамических параметров в геотермальной системе в естественном состоянии и положением области горных пород с высокой проницаемостью. Схема предполагает реинжекцию отработанного теплоносителя в систему через нагнетательную скважину. В расчетах принимается температура нагнетаемого теплоносителя равная 80°С. Удельная энтальпия нагнетаемого теплоносителя, соответствующая этой температуре и давлению на устье нагнетательной скважины 8,3 МПа, принята равной 342 кДж/кг. Давление изменяется в течение времени эксплуатации. Так как энтальпия нагнетаемого теплоносителя в дальнейшем используется для расчета тепловой мощности, для расчета удельной энтальпии было принято максимальное значение давления в течение всего времени эксплуатации системы. Это обеспечивает верхнюю оценку энтальпии нагнетаемого теплоносителя и, как следствие, нижнюю оценку тепловой мощности системы разработки.



Рисунок 4.1. Распределение температуры (°С) на глубине 2000 м в горных породах Нижне-Кошелевского участка и предполагаемая схема заложения скважин ГЦС. 1 – Изотермы (°С) по результатам численного эксперимента на откалиброванной модели; 2 – добычная скважина Д1; 3 – нагнетательная скважина Н1; 4 – существующие поисковые скважины [7, 52]; 5 – центральные выходы парогидротерм (1 – Нижне-Кошелевских; 2 – Верхне-Кошелевских); 6 – граница магматического очага; 7 – границы субвулканических интрузий; 8 – границы тектонически нарушенных зон; 9 – термовыводящие каналы; 10 – участок со скважинами в увеличенном масштабе справа.

Проведено термогидродинамическое моделирование эксплуатации системы при расходе теплоносителя 70 кг/с. На рисунках 4.2 и 4.3 представлены изменения термогидродинамических параметров теплоносителя в скважинах при эксплуатации в течение 30 лет.



Рисунок 4.2. Изменение давления на забое скважин при эксплуатации.



Рисунок 4.3. Изменение удельной энтальпии добываемого теплоносителя при эксплуатации.

Через 2 года после начала эксплуатации по всех скважинах наблюдается стабилизация давления и энтальпии. Отмечается медленное уменьшение энтальпии добываемого теплоносителя в добычной скважине и небольшой рост давления на забое нагнетательной скважины в течение всего периода разработки. Динамика общей тепловой мощности геотермальной циркуляционной системы и ее импеданс рассчитаны по выражениям (4.1), (4.2) и представлены на рисунках

4.4 и 4.5 соответственно. На этих же рисунках приведены также графики, соответствующие различным значениям расхода теплоносителя: при 30 и 50 кг/с.



Рисунок 4.4. Изменение тепловой мощности геотермальной циркуляционной системы в течение времени эксплуатации при разных значениях расхода теплоносителя.



Рисунок 4.5. Изменение импеданса геотермальной циркуляционной системы в течение времени эксплуатации при различных значениях расхода теплоносителя.

При расходе теплоносителя 70 кг/с в течение первых трех лет геотермальная циркуляционная система входит в стабильный режим работы с последующим медленным падением тепловой мощности до 50,3 МВт к концу срока эксплуатации. При изменении расхода происходит соответствующее небольшое изменение значений тепловой мощности и импеданса, что свидетельствует об устойчивости геотермальной циркуляционной системы при небольших изменениях режима извлечения и реинжекции теплоносителя. Циркуляционная

система при расходе теплоносителя 70 кг/с может обеспечить работу ГеоЭС электрической мощностью 6 МВт к концу периода эксплуатации (рисунок 4.6).



Рисунок 4.6. Чистая электрическая мощность ГеоЭС при расходе теплоносителя 70 кг/с.

В качестве критерия производительности, а также для оценки предполагаемого срока эксплуатации служит профиль производительности W(t), т.е. изменение чистой электрической мощности во времени. Рассмотрим график на рисунке 4.6, исключив из рассмотрения первые 2 года. На интервале времени эксплуатации 2 – 30 лет мощность медленно падает от 12 до 6 МВт. При этом отклонение профиля производительности не превышает 32% от средней величины на интервале.

4.3. Технико-экономическая оценка эффективности разработки геотермальных ресурсов Нижне-Кошелевского участка месторождения

Геотермальные ресурсы Нижне-Кошелевского участка месторождения предлагается разрабатывать для получения электроэнергии. Освоение участка может быть реализовано по технологии геотермальной циркуляционной системы. Возможно строительство ГеоЭС следующими co параметрами: чистая электрическая мощность – 6 МВт; система разработки – 1 добычная и 1 глубина скважин 2000 общий нагнетательная скважина; м; расход —

теплоносителя – 70 кг/с; температура реинжекции – 80°С (энтальпия – 342 кДж/кг при давлении 8,3 МПа на устье нагнетательной скважины); период эксплуатации – 30 лет.

Капитальные затраты на реализацию проекта включают в себя расходы на разведочные работы, бурение и обустройство скважин, строительство системы транспорта теплоносителя, ГеоЭС, трансформаторной подстанции и линии электропередачи (таблица 4.1). Общая стоимость разведочных геофизических работ по аналогии с Мутновским месторождением парогидротерм (данные АО «Геотерм») составляет 30 млн. руб.

Таблица 4.1

Капитальные затраты, млн. руб.					
Разведочные работы	30				
Бурение и устьевая обвязка скважин					
Система транспорта теплоносителя	27				
Оборудование ГеоЭС	250				
Трансформаторная подстанция	36				
Линия ВЛ 110 кВ	250				
Здания и сооружения	250				
Всего капитальных затрат	1266				
Эксплуатационные затраты, млн. руб./год					
ГеоЭС, скважины, подстанция, ВЛ и др. (с учетом амортизации)	9				
Годовой бюджет предприятия	9				
Всего эксплуатационных затрат	18				
Расчетная себестоимость электроэнергии, руб./кВт·ч	4,53				
Отпускной тариф ПАО «Камчатскэнерго» для потребителей Центрального энергоузла во 2-ом полугодии 2018 г., руб./кВт·ч	5,11				

Расчетные технико-экономические показатели проекта ГеоЭС мощностью 6 МВт

Стоимость бурения одной добычной или нагнетательной скважины глубиной 2000 м по аналогии с Мутновским месторождением составляет около 209 млн. руб. Стоимость сооружения устьевой обвязки каждой скважины – 2,5 млн. руб. (данные АО «Геотерм»). Освоение Нижне-Кошелевского участка требует ввод в эксплуатацию одной добычной и одной нагнетательной скважин. Общие капитальные затраты на бурение и обустройство скважин составляют 423 млн. руб. Приближенная стоимость строительства технологических трубопроводов для системы транспорта теплоносителя – около 27 млн. руб.

Для подготовки пара перед подачей на турбинный агрегат предполагается двухступенчатая сепарация пароводяной смеси с помощью гравитационного OAO «Подольский сепаратора горизонтального типа производства машиностроительный завод» («ЗиО»), который обеспечивает на выходе степень сухости пара более 0,9998 и общее солесодержание в паре менее 0,5 мг/л. В качестве турбинного агрегата для привода электрогенератора предполагается использовать специально разработанную для геотермальных электростанций турбину Камчатка-25 (К-25-0,6 Гео) производства ОАО «Калужский турбинный завод». Турбина способна обеспечить номинальную электрическую мощность в широком диапазоне 1,7 – 24,7 MBт при работе с паровым водяным рабочим телом температурой 151°С и выше (данные ОАО «Калужский турбинный завод»). В качестве электрогенератора предполагается использовать производимый ООО «Электротяжмаш-Привод» синхронный генератор Т-6-2УЗ-П мощностью 6 МВт с системой бесщеточной возбуждения И замкнутым циклом вентиляции, предназначенный для работы в соединении с паровой турбиной. Указанные марки турбины сепаратора паровой по данным AO «Геотерм» успешно И эксплуатируются на Мутновском месторождении парогидротерм, а электрогенератор является менее мощным аналогом Т-25-2УЗ, эксплуатируемого на Мутновской ГеоЭС.

Стоимость строительства трансформаторной подстанции составляет около 36 млн. руб., а линии электропередачи ВЛ 110 кВт – 12,5 млн. руб./км, (данные ПАО «Камчатскэнерго») при общей протяженности требуемой линии электропередачи около 20 км.

При строительстве ГеоЭС предполагается возведение следующих зданий и сооружений: главный корпус ГеоЭС, корпус сепараторной и насосной станции, вентиляторная градирня, склад ГСМ, жилой корпус.

4.4. Финансово-экономическая оценка эффективности проекта

Оценка финансово-экономической эффективности проекта ГеоЭС на Нижне-Кошелевском участке Кошелевского месторождения выполнена при нижеперечисленных исходных данных.

Общая продолжительность жизненного цикла проекта – 32 года. Продолжительность строительства ГеоЭС – 2 года. Продолжительность эксплуатации ГеоЭС – 30 лет.

Полезный отпуск электрической энергии – 41,3 млн. кВт·ч/год при коэффициенте использования установленной мощности – 78,5%. Последний параметр принят в расчетах в соответствии со «Схемой и программой развития электроэнергетики Камчатского края на 2016 - 2020 годы», утвержденной распоряжением Губернатора Камчатского края от 14.07.2016 №790-Р.

Отпускной тариф на электроэнергию принят равным 5,112 руб./кВт·ч по примеру экономически обоснованных тарифов на электрическую энергию, поставляемую ПАО «Камчатскэнерго» потребителям во 2-ом полугодии 2018 года в соответствии с постановлением Региональной службы по тарифам и ценам Камчатского края от 14.12.2017 №728.

Рост цен на оптовом рынке электроэнергии принят равным 4,0% в соответствии с «Прогнозом социально-экономического развития Российской Федерации на 2018 год и на плановый период 2019 и 2020 годов» Министерства экономического развития РФ от сентября 2017 года.

Ставка дисконтирования 11,12% годовых рассчитана по методике [39] на основании значения кривой бескупонной доходности государственных облигаций при сроке погашения 30 лет по данным ЦБ РФ на май 2018 года.

В таблице 4.2 приведены расчетные значения показателей финансовоэкономической эффективности реализации проекта ГеоЭС мощностью 6 МВт на Нижне-Кошелевском участке месторождения.

Показатель	Значение
Чистая приведенная стоимость (NPV)	1038 млн. руб.
Дисконтированный срок окупаемости (DPP)	12 лет
Простой срок окупаемости (РР)	8 лет
Внутренняя норма доходности (IRR)	18,4%

Финансово-экономические показатели проекта ГеоЭС

Результаты выполненной финансово-экономической оценки показывают, что проект может быть рентабельным и конкурентоспособным на рынке электроэнергии Камчатского края.

4.5. Выводы по главе 4

1. Получено распределение термогидродинамических параметров геотермального теплоносителя в горных породах Кошелевской геотермальной системы в ходе освоения тепловых ресурсов на Нижне-Кошелевском участке месторождения посредством разработки по технологии геотермальной циркуляционной системы, состоящей из одной добычной и одной нагнетательной скважин глубиной 2000 м, при расходе теплоносителя 70 кг/с.

2. Установлены технологические параметры геотермальной циркуляционной системы для освоения тепловых ресурсов Кошелевской геотермальной системы, при которых в течение 30 лет возможна эксплуатация ГеоЭС электрической мощностью 6 МВт.

3. По предварительной финансово-экономической оценке эффективности реализации проекта ГеоЭС на Нижне-Кошелевском участке установлено, что проект является потенциально конкурентоспособным на рынке электроэнергии Камчатского края.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диссертация представляет собой законченную научно-исследовательскую работу, в которой содержится решение актуальной задачи количественной оценки термогидродинамических условий в породах Кошелевской геотермальной системы и установления технологических параметров разработки ее тепловых ресурсов по технологии геотермальной циркуляционной системы. Основные результаты, выводы и рекомендации сводятся к следующему.

1. На основе имеющихся геолого-геофизических данных о Кошелевской геотермальной системе разработана ее численная трехмерная термогидродинамическая модель, учитывающая сложное геологическое строение, фактический рельеф дневной поверхности и надкритическое состояние геотермального теплоносителя.

2. Выполненная по данным поискового бурения калибровка разработанной численной термогидродинамической модели обеспечивает количественное соответствие между моделью и объектом исследования.

3. Установлено распределение термогидродинамических параметров геотермального теплоносителя в горных породах Кошелевской геотермальной системы в естественном состоянии.

Установлено термогидродинамических 4. распределение параметров геотермального теплоносителя в породах Кошелевской геотермальной системы в Нижне-Кошелевском ходе освоения тепловых ресурсов на участке разработки месторождения посредством ПО технологии геотермальной циркуляционной системы, состоящей из добычной и нагнетательной скважин глубиной 2000 м, при расходе теплоносителя 70 кг/с.

5. Установлены технологические параметры геотермальной циркуляционной системы освоения тепловых ресурсов Нижне-Кошелевского участка месторождения, при которых в течение 30 лет возможна экономически эффективная эксплуатация пилотной ГеоЭС мощностью 6 МВт.
Список использованных источников

И.Ф. микросейсмического 1. Абкадыров, Опыт применения метода Нижне-Кошелевкой зондирования на геотермальных полях примере на термоаномалии (Южная Камчатка). [Текст] / И.Ф. Абкадыров [и др.] // Материалы IX региональной молодежной научной конференции «Природная среда Камчатки». – Петропавловск-Камчатский. – 2010.

2. Абкадыров, И.Ф. Комплексные геофизические исследования в районе Нижне-Кошелевского пародоминирующего геотермального месторождения (Южная Камчатка). [Текст] / И.Ф. Абкадыров [и др.] // Материалы ежегодных конференций, посвященных Дню вулканолога. – Петропавловск-Камчатский. – 2011.

3. Абкадыров, И.Ф. Новые данные о глубинном строении Нижне-Кошелевской термоаномалии (Южная Камчатка). [Текст] / И.Ф. Абкадыров [и др.] // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXI региональной научной конференции, посвящённой Дню вулканолога. – Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2018. – С. 87-90.

4. Аверьев, В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. [Текст] / В.В. Аверьев // Современный вулканизм. Труды 2-го Всесоюзного вулканологического совещания. Т. 1. – М.: Наука, 1966. – С. 118-129.

5. Апрелков, С.Е. Структуры фундамента и локализация вулканизма Южной Камчатки. [Текст] / С.Е. Апрелков [и др.] // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. – Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. – С. 43-44.

6. Берч, Ф. Справочник для геологов по физическим константам. [Текст] / Φ.
Берч, Дж. Шерер, Г. Спайсер; пер. с англ. С.В. Ренц; под ред. чл.-корр. АН СССР
А.П. Виноградова. – М: Издательство иностранной литературы, 1949. – 302 с.

7. Блукке, П.П. Проект детальных поисков глубоких зон Нижне-Кошелевского месторождения парогидротерм для обеспечения теплоносителем 1 очереди Кошелевской ГеоТЭС мощностью 94 – 100 МВт с предварительной разведкой его центральной части в 1989 – 1995 гг. Книга 1. [Текст] / П.П. Блукке, М.В. Писарева, С.В. Киндяков. – П. Термальный Камчатской области, 1989. – 193 с.

8. Вакин, Е.А. Условия обводненности некоторых вулканических сооружений юго-восточной Камчатки. [Текст] / Е.А. Вакин // Современный вулканизм. Труды 2-го Всесоюзного вулканологического совещания. Т. 1. – М.: Наука, 1966. – С. 161-167.

9. Вакин, Е.А. Гидрогеология современных вулканических структур и гидротермальных систем юго-восточной Камчатки. Автореф. канд. дис. [Текст]/ Е.А. Вакин. – М., 1968.

10. Вакин, Е.А. Гидротермы Кошелевского вулканического массива. [Текст] /
Е.А. Вакин, З.Б. Декусар, А.И. Сережников, М.В. Спиченкова // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. – Владивосток: Издательство ДВНЦ, 1976. – С. 58-84.

11. Геншафт, Ю.С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. [Текст] / Ю.С. Геншафт. – М.: Наука, 1977. – 206 с.

Гонсовская, Г.А. Состояние вулкана Кошелева летом 1951 г. [Текст] / Г.А.
 Гонсовская // Бюл. вулканол. станции. – 1954. – № 23.

13. Гончаров, В.А. Методы оптимизации. Учебное пособие. [Текст] / В.А. Гончаров. – М.: Высшее образование, 2009. – 191 с.

14. Гретченко, А.А. Определение и оценка эффективности инвестиционных проектов. [Текст] / А.А. Гретченко // Экономический анализ: теория и практика. – 2004. – № 6. – С. 62-65.

15. Епифанцев, О.Г. Трещиноватость горных пород. Основы теории и методы изучения. [Текст] / О.Г. Епифанцев, Н.С. Плетенчук. – Новокузнецк: Издательство СибГИУ, 2008. – 41 с.

16. Жатнуев, А.Г. Гидротермальные системы с паровыми резервуарами (концептуальные, экспериментальные и численные модели). [Текст] / Н.С.

Жатнуев, А.Г. Миронов, С.Н. Рычагов, В.И. Гунин. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 1996. – 183 с.

17. Зубин, М.И. Геофизические поля и глубинное строение по геофизическим данным. [Текст] / М.И. Зубин // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. – М.: Наука, 1980. – С. 10-19.

18. Иванов, В.В. Основные закономерности формирования и распространения термальных вод Камчатки. [Текст] / В.В. Иванов // Труды лаборатории вулканологии АН СССР. – 1958. – Вып. 13. – С. 186-211.

19. Кирюхин, А.В. Теплогидродинамическая модель: гидротермальная система – неглубокозалегающий магматический очаг. [Текст] / А.В. Кирюхин // Вулканология и сейсмология. – 1984. – № 3. – С. 25-33.

20. Кирюхин, А.В. Модели теплопереноса в гидротермальных системах Камчатки. [Текст] / А.В. Кирюхин, М.В. Сугробов. – М.: Наука, 1987. – 152 с.

21. Кирюхин, А.В. Гидрогеология вулканов. [Текст] / А.В. Кирюхин, В.А. Кирюхин, Ю.Ф. Манухин. – СПб.: Наука, 2010. – 395 с.

22. Кобранова, В.Н. Физические свойства горных пород. [Текст] / В.Н. Корбанова; под ред. д.г.-м.н. Доханова В.Н. – М.: Гостоптехиздат, 1962. – 470 с.

23. Кожемяка, Н.Н. Общая характеристика зоны четвертичного вулканизма. [Текст] / Н.Н. Кожемяка [и др.] // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. – М.: Наука, 1980. – С. 28-33.

24. Кожемяка, Н.Н. Баланс вещества и эволюция вулканизма структуры. [Текст] / Н.Н. Кожемяка, Н.В. Огородов // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки.– М.: Наука, 1980. – С. 156-161.

25. Кожемяка, Н.Н. Роль долгоживущих вулканических центров в выносе глубинного вещества и формировании структуры Южной Камчатки. [Текст] / Н.Н. Кожемяка // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. – М.: Наука, 1980. – С. 161-164.

26. Кожемяка, Н.Н. Действующие вулканы Камчатки: типы построек, длительность формирования, общий объем, продуктивность, состав вулканитов. [Текст] / Н.Н. Кожемяка // Вулканология и сейсмология. – 1994. – № 1. – С. 3-16. 27. Кожемяка, Н.Н. О некоторых региональных особенностях действующих вулканов Камчатки: динамика интенсивности и продуктивности вулканизма во времени и пространстве. [Текст] / Н.Н. Кожемяка // Вулканология и сейсмология. – 2000. – № 1. – С. 18-23.

28. Кононов, В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. [Текст] / В.И. Кононов. – М.: Наука, 1983. – 216 с.

29. Корякин, Ю.Л. Отчет о геофизических исследованиях на Западно-Кошелевской геотермальной площади в 1970 г. [Текст] / Ю.Л. Корякин, А.М. Осьмакова, В.К. Соловьев. – 1971. – Камчатский филиал ФБУ «ТФГИ по ДВФО», инв. № 3198.

30. Ладынин, А.В. Физические свойства горных пород: учебное пособие. [Текст] / А.В. Ладынин. – Новосибирск: Издательство НГУ, 2010. – 101 с.

31. Лебедев, М.М. Проявление углеводородов в термальных водах Южной Камчатки. [Текст] / М.М. Лебедев, З.Б. Декусар // Вулканология и сейсмология. – 1980. – № 5. – С. 93-97.

32. Леонов, В.Л. Разрывные нарушения Паужетской вулканотектонической структуры. [Текст] / В.Л. Леонов // Вулканология и сейсмология. – 1981. – № 1. – С. 24-36.

33. Леонов, В.Л. Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. [Текст] / В.Л. Леонов. – М.: Наука, 1989. – 104 с.

34. Леонов, В.Л. Региональные структурные позиции высокотемпературных гидротермальных систем на Камчатке. [Текст] / В.Л. Леонов // Вулканология и сейсмология. – 2001. –№ 5. – С. 32-47.

35. Леонов, В.Л. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. [Текст] / В.Л. Леонов, Е.Н. Гриб. – Владивосток: Дальнаука, 2004. – 189 с.

36. Литасов, Н.Е. Вулкан Кошелева. [Текст] / Н.Е. Литасов. // Действующие вулканы Камчатки. – М.: Наука, 1991. – С. 384-389.

37. Манухин, Ю.Ф. Эволюция гидротермальных систем вулканических областей Камчатки с точки зрения гидродинамики. [Текст] / Ю.Ф. Манухин //

Изучение и использование глубинного тепла Земли. – Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВНЦ СССР, 1976. – С 9-10.

38. Матренин, П.В. Методы стохастической оптимизации. Учебное пособие. [Текст] / П.В. Матренин, М.Г. Гриф, В.Г. Секаев. – Новосибирск: Издательство НГТУ, 2016. – 67 с.

39. Методика оценки эффективности проекта государственно-частного партнерства, проекта муниципально-частного партнерства и определения их сравнительного преимущества. [Текст] Офиц. текст. Утв. приказом Министерства экономического развития РФ от 30.11.2015 № 894.

40. Методика расчета показателей и применения критериев эффективности региональных инвестиционных проектов. [Текст] Офиц. текст. Утв. приказом Министерства регионального развития РФ от 31.07.2008 № 117.

41. Методическое пособие по разработке бизнес-планов. Рекомендации для торгово-промышленных палат. [Текст] / Комитет ТПП РФ по инвестиционной политике. – 2010. – 71 с.

42. Набоко, С.И. Вулкан Кошелева и его состояние летом 1953 г. [Текст] / С.И. Набоко // Бюл. вулканол. стации. – 1954. – № 23.

43. Нуждаев, А.А. Новые результаты изучения Верхне- и Нижне-Кошелевской термоаномалий (Южная Камчатка). [Текст] / А.А. Нуждаев // Материалы VI региональной молодежной научной конференции «Исследования в области наук о Земле». – Петропавловск-Камчатский. – 2008.

44. Нуждаев, И.А. Магнитометрические исследования в районе Нижне-Кошелевской термоаномалии. [Текст] / И.А. Нуждаев, С.О. Феофилактов // Материалы X региональной молодежной научной конференции «Природная среда Камчатки». – Петропавловск-Камчатский. – 2011.

45. Огородов, Н.В. Современная структура и положение четвертичных вулканов. [Текст] / Н.В. Огородов // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. – М.: Наука, 1980. – С. 19-28. 46. Огородов, Н.В. Четвертичные вулканы. [Текст] / Н.В. Огородов, Н.Н. Кожемяка, Н.Е. Литасов // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. – М.: Наука, 1980. – С. 105-116.

47. Пампура, В.Д. Гидротермы долгоживущих вулканических центров. [Текст] / В.Д. Пампура. – М.: Наука, 1981. – 178 с.

48. Пашкевич, Р.И. Термогидродинамическое моделирование теплопереноса в породах Мутновской магматогенной системы. [Текст] / Р.И. Пашкевич, В.В. Таскин. – Владивосток: Дальнаука, 2009. – 209 с.

49. Пашкевич, Р.И. Влияние свойств горных пород на результаты численного моделирования эксплуатации геотермальных систем. [Текст] / Р.И. Пашкевич // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2014. – Отдельный выпуск № 2 «Камчатка». – С. 175-182.

50. Пашкевич, Р.И. Влияние теплофизических свойств горных пород на результаты моделирования эксплуатации геотермальных систем при надкритических условиях. [Текст] / Р.И. Пашкевич, А.В. Шадрин // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2015. – № 11, Специальный выпуск № 63 «Камчатка-2». – С. 192-200.

51. Писарева, М.В. Отчет о поисковых работах, проведенных на Нижне-Кошелевском месторождении парогидротерм в 1975-1984 гг. [Текст] / М.В. Писарева, И.А. Судакова, И.Н. Нажалова. – 1984. – Камчатский филиал ФБУ «ТФГИ по ДВФО», инв. № 4752.

52. Писарева, М.В. Зона природного пара Нижне-Кошелевского геотермального месторождения. [Текст] / М.В. Писарева // Вулканология и сейсмология. – 1987. – № 2. – С. 52-63.

53. Поздеев, А.И. Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм, Камчатка. [Текст] / А.И. Поздеев, И.Н. Нажалова // Вулканология и сейсмология. – 2008. – № 3. – С. 32-45.

54. Поляк, Б.Г. Изотопный состав гелия и тепловой поток - геохимический и геофизический аспекты тектогенеза. [Текст] / Б.Г. Поляк, И.Н. Толстихин, В.П. Якуцени // Геотектоника. – 1979. – № 5. – С. 3-23.

55. Поляк, Б.Г. Продуктивность вулканических аппаратов. [Текст] / Б.Г. Поляк, И.В. Мелекесцев // Вулканология и сейсмология. – 1981. – № 5. – С. 22-37.

56. Попов, Ю.А. Теоретические модели для определения тепловых свойств горных пород на основе подвижных источников тепловой энергии. [Текст] / Ю.А. Попов // Известия вузов. Сер. «Геология и разведка». – 1983. – № 9. – 97-105.

57. Порцевский, А.К. Основы физики горных пород, геомеханики и управления состоянием массива. [Текст] / А.К. Порцевский, Г.А. Катков. – М.: Московский государственный открытый университет. 2004. – 120 с.

58. Рычагов, С.Н. Структура гидротермальной системы. [Текст] / С.Н. Рычагов [и др.]. – М.: Наука, 1993. – 298 с.

59. Рычагов, С.Н. Иерархическая система геотермальных рудообразующих структур. Новый взгляд на генерацию геотермальной энергии в областях современного вулканизма. [Текст] / С.Н. Рычагов, В.И. Белоусов, С.П. Белоусова // Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика» (Улан-Удэ, 5 – 8 сентября 2006). Т. 3. – Иркутск: Издательство ГИН СО РАН, 2006. – С. 761-766.

60. Рычагов, Н.С. Исследования Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВИС ДВО РАН в Паужетско-Камбально-Кошелевском геотермальном районе на Камчатке. [Текст] / С.Н. Рычагов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2008. – № 12. – С. 203-206.

61. Самарский, А.А. Вычислительная теплопередача. [Текст] / А.А. Самарский, П.Н. Вабищевич. – М.: Едиториал УРСС, 2003. – 784 с.

62. Селиверстов, Н.И. Гидросферные процессы и четвертичный вулканизм.
[Текст] / Н.И. Селиверстов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2004. – № 3. – С. 5-17.

63. Сережников, А.И. Геологическое строение, гидрогеологические условия и полезные ископаемые района Кошелевского вулканического массива (части листов М-57-14-В, 13-Г, М-57-26-А). Отчет о комплексных геологосъемочных, поисковых и специальных гидрогеологических работах масштаба 1:50 000, проведенных Кошелевским гидрогеологическим отрядом в 1969-1970 гг. [Текст] /

А.И. Сережников [и др.]. – 1972. – Камчатский филиал ФБУ «ТФГИ по ДВФО», инв. № 3332.

64. Сережников, А.И. Кошелевский вулканический массив. [Текст] / А.И. Сережников [и др.] // Бюл. вулканол. станций. – 1973. – № 49. – С. 54-59.

65. Сережников, А.И. Геохимическая характеристика подземных и поверхностных вод района Нижне-Кошелевских парогидротерм (южная Камчатка) и результаты геохимических поисков тепловых аномалий. Отчет по теме: VIII В.11.2/704(16) 66-5/174-76д Гидрогеохимические поиски скрытых тепловых очагов в районе Нижне-Кошелевских парогидротерм. [Текст] / А.И. Сережников [и др.]. – 1979. – Камчатский филиал ФБУ «ТФГИ по ДВФО», инв. № 4212.

66. Спиченкова, М.В. Отчет о результатах поисковых работ на Нижне-Кошелевском месторождении парогидротерм. [Текст] / М.В. Спиченкова, З.Б. Декусар, В.С. Шаврагин. – 1974. – Камчатский филиал ФБУ «ТФГИ по ДВФО», инв. № 3674.

67. Справочник физических констант горных пород. [Текст] / Под ред. Кларка С.П. младшего; пер. с англ. Л.В. Бершова [и др.]. – М: Мир, 1969. – 542 с.

68. Справочник (кадастр) физических свойств горных пород. [Текст] / Под ред. Н.В. Мельникова, В.В. Ржевского, М.М. Протодьяконова. – М: Недра, 1975. – 279 с.

69. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. [Текст] / Межведомственный стратиграфический комитет России. Под ред. А.И. Жамойды. – СПб: Издательство ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с.

70. Сугробов, В.М. Геотермальные энергоресурсы Камчатки и перспективы их использования. [Текст] / В.М. Сугробов // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. – Владивосток: Издательство ДВНЦ, 1976. – С. 267-282.

71. Сугробов, В.М. Прогнозные геотермальные ресурсы областей современного вулканизма Камчатки и Курильских островов: научные и прикладные аспекты. [Текст] / В.М. Сугробов, В.И. Кононов, А.И. Постников //

Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма. Материалы международного полевого Курило-Камчатского семинара, 16 июля – 6 августа 2005 г. – Петропавловск-Камчатский: Оттиск, 2005. – С. 9-24.

72. Тёркот, Д. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 2. [Текст] / Д. Тёркот, Дж. Шуберт; пер. с англ. С.В. Гаврилова; под ред. В.Н. Жаркова. – М.: Мир, 1985. – 360 с.

73. Тихомиров, В.Г. Структурная геология вулканических массивов. [Текст] / В.Г. Тихомиров. – М.: Издательство МГУ, 1985. – 184 с.

74. Уткин, И.С. Об эволюции и размерах магматических очагов вулканов.
[Текст] / И.С. Уткин, С.А. Федотов, Л.И. Уткина // Вулканология и сейсмология. –
1999. – № 3. – С. 7-18.

75. Федотов, С.А. Тепловой расчет цилиндрических питающих каналов и расхода магмы для вулканов центрального типа. Часть І. [Текст] / С.А. Федотов, Ю.А. Горицкий // Вулканология и сейсмология. – 1979. – № 6. – С. 78-93.

76. Федотов, С.А. Тепловой расчет цилиндрических питающих каналов и расхода магмы для вулканов центрального типа. Часть II. [Текст] / С.А. Федотов, Ю.А. Горицкий // Вулканология и сейсмология. – 1980. – № 1. – С. 3-15.

77. Федотов, С.А. О входных температурах магм, образовании, размерах и эволюции магматических очагов вулканов. [Текст] / С.А. Федотов // Вулканология и сейсмология, – 1980, – № 4. – С. 3-29.

78. Федотов, С.А. Расчет питающих каналов и магматических очагов вулканов, имеющих устойчивые размеры и температуру. [Текст] / С.А. Федотов // Вулканология и сейсмология. – 1982. – № 3. – С. 3-17.

79. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. [Текст] / Под ред. д.г.-м.н. Дортмана Н.Б. – М.: Недра, 1976. – 527 с.

80. Шанина, В.В. Преобразование состава, строения и свойств вулканитов Кошелевского вулкана под воздействием температуры и давления (по данным лабораторных экспериментов). [Текст] / В.В. Шанина [и др.] // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. – 2013. – № 5. – С. 459-470.

81. Шанина, В.В. Изменение состава, строения и свойств андезитов и базальтов Кошелевского вулкана (Ю. Камчатка) под воздействием гидротермальных процессов: экспериментальные исследования в натурных условиях. [Текст] / В.В. Шанина [и др.] // Вода: химия и экология. – 2015. – № 1. – С. 3-10.

82. Шварц, Я.Б. Отчет о результатах поисковых геофизических работ на северных склонах Кошелевского вулканического массива, проведенных в 1978 году. [Текст] / Я.Б. Шварц, А.М. Осьмакова, О.В. Гаврилов. – 1980. – Камчатский филиал ФБУ «ТФГИ по ДВФО», инв. № 4345.

83. Шварц, Я.Б. Отчет о поисковых работах, проведенных на Нижне-Кошелевском месторождении парогидротерм в 1975-1984 гг. Т. З. Геофизические работы. [Текст] / Я.Б. Шварц, А.М. Осьмакова, О.В. Гаврилов. – 1984. – Камчатский филиал ФБУ «ТФГИ по ДВФО», инв. № 8110.

84. Шеймович, В.С. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. [Текст] / В.С. Шеймович, М.Г. Патока. – М.: ГЕОС, 2000. – 208 с.

85. Яновский, Ф.А. О теплопроводности вулканогенно-осадочных пород Камчатки. [Текст] / Ф.А. Яновский // Вулканология и сейсмология. – 1989. – № 5. – С. 77-84.

86. Becerril, L. Depth of origin of magma in eruptions. [Text] / L. Becerril [et al.]
// Scientific Reports. - 2013. - V. 3.

87. Beckers, K.F. Performance, Cost, and Financial Parameters of Geothermal District Heating Systems for Market Penetration Modeling under Various Scenarios. [Text] / K.F. Beckers, K.R. Young // Proceedings, 42nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. – Stanford University. – 2017.

88. Bonafede, M. Heat diffusion and size reduction of a spherical magma chamberю [Text] / V. Bonafede , V. Dragoni , E. Boschi // Bul. Vulcanol. – 1984. – V. 47-2. – P. 343-347.

89. Buck, W.R. Tectonic stress and magma chamber size as controls on dike propagation: Constraints from the 1975–1984 Krafla rifting episode. [Text] / W.R. Buck, P. Einarsson, B. Brandsdottir // J. Geophys. Res. – 2006. – V. 111.

90. Carslaw, H.S. Conduction of Heat in Solids. [Text] / H.S. Carslaw, J.C. Jaeger.– London: Oxford University Press, 1959. – 510 p.

91. Civetta, L. Thermal and geochemical constraints on the "deep" structure of Mt. Vesuvius. [Text] / L. Civetta [et al.] // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2004. – V. 133. – № 1-4. – P. 1-12.

92. De Lorenzo, S. Thermal model of the Vesuvius magma chamber. [Text] / De Lorenzo S. [et al.] // Geophys. Res. Lett. – 2006. – V. 33. – P. 1-5.

93. De Zeeuw-van Dalfsen, E. Integration of micro-gravity and geodetic data to constrain shallow system mass changes at Krafla Volcano, N Iceland. [Text] / E. de Zeeuw-van Dalfsen [et al.] // Bull. Volcanol. – 2006. – V. 68. – P. 420-431.

94. Ehara, S. Change in the thermal state in a volcanic geothermal reservoir beneath an active fumaroles field after the 1995 phreatic eruption of Kuju volcano, Japan. [Text] / S. Ehara [et al.] // Proceedings of the World Geothermal Congress. – Turkey. – 2005.

95. Fedotov, S.A. Evaluation of the Sizes of Crustal Magma Chambers Beneath Volcanoes and of Their Time Behavior Based on the Volume and Composition of Erupted Materials and Chamber Depth. [Text] / S.A. Fedotov, I.S. Utkin, L.I. Utkina // Journal of Volcanology and Seismology. $-2000. - V. 22. - N_{\odot} 3. - P. 239-258$.

96. Frolova, Ju.V. Petrophysical Alteration of Volcanic Rocks in Hydrothermal Systems of the Kuril-Kamchatka Island Arc. [Text] / Ju.V. Frolova, V.M. Ladygin, S.N. Rychagov // Proceedings World Geothermal Congress 2010. – Bali, Indonesia. – 2010.

97. Fujimitsu, Y. Hydrothermal system after the 1990-95 eruption near the lava dome of Unzen volcano, Japan. [Text] / Y. Fujimitsu [et al.] // Proceedings of the World Geothermal Congress. – Turkey. – 2005.

98. Fujimitsu, Y. Numerical model of the hydrothermal system beneath Unzen volcano. Japan. [Text] / Y. Fujimitsu [et al.] // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2008. – V. 175, – P. 35-44.

99. Guide to Cost-Benefit Analysis of Investment Projects for Cohesion Policy 2014-2020. [Text] – Luxembourg: Publications Office of the European Union, 2015. – 364 p.

100. Handbook on economic analysis of investment operations (English). V. 1. [Text] – Washington, DC: World Bank, 1998. – 209 p.

101. Harmako, Y. Shallow ground temperature anomaly and thermal structure of Merapi volcano, central Java, Indonesia. [Text] / Y. Harmako, Y. Fujimitsu, S. Ehara // Journal of the Geothermal Research Society of Japan. – 2007. – V. 29. – P. 25-37.

102. Hayba, D.O. The computer model of Hydrotherm, a three-dimensional finitedifference model to simulate ground-water flow and heat transport in the temperature range of 0 to 1200 °C. [Text] / D.O. Hayba, S.E. Ingebritsen // U.S. Geol. Surv. Water Res. Invest. Rep. 94-4045. -1994. -85 p.

103. Hurwitz, S. Groundwater flow, heat transport, and water-table position within volcanic edifices: Implications for volcanic processes in the Cascade Range. [Text] / S. Hurwitz [et al.] // J. Geophys. Res. $-2003. - V. 108. - N_{\odot} B12. - P. 1-1 - 1-19.$

104. Hurwitz, S. Hydrothermal fluid flow and deformation in large calderas: Inferences from numerical solutions. [Text] / S. Hurwitz, L.B. Christiansen, P.A. Hsieh // J. Geophys. Res. – 2007. – V. 112. – 16 p.

105. Hutnak, H. Numerical modeling of caldera deformation: Effects of multiphase and multicomponent hydrothermal fluid flow. [Text] / H. Hutnak [et al.] // J. Geophys. Res. -2009. - V. 114. - 11 p.

106. Hydrotherm, a Computer Code for Simulation of Two-Phase Ground-Water Flow and Heat Transport in the Temperature Range of 0 to 1200 Degrees Celsius. [Electronic source] – URL: https://water.usgs.gov/nrp/hydrotherm.

107. Ingebritsen, S.E. Groundwater in geologic processes. [Text] / S.E. Ingebritsen, W.E. Sanford. – United Kingdom, Cambridge: Cambridge University Press, 1998. – 341 p.

108. Ingebritsen, S.E. Numerical simulation of magmatic hydrothermal systems. [Text] / S.E. Ingebritsen [et al.] // Reviews of geophysics. – 2010. – V. 48. – 33 p.

109. Ji, L. Episodic deformation at Changbaishan Tianchi volcano, northeast China during 2004 to 2010, observed by persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar. [Text] / L. Ji [et al.] // Journal of Applied Remote Sensing. – 2013. – V. 7-1.

110. Kipp, K.L. Guide to the revised ground-water flow and heat transport simulator: HYDROTHERM – Version 3. [Text] / K.L. Kipp, Jr. Hsieh, S.R. Charlton. – Reston: U.S. Geological Survey, 2008. – 160 p.

111. Kitsou, O.I. Economic modeling of HDR enhances geothermal systems.
[Text] / O.I. Kitsou [et al.] // Proceedings World Geothermal Congress 2000. – Japan. –
2000.

112. Kusumoto, S. Controls on initial caldera geometry; quantitative estimation by numerical simulation. [Text] / S. Kusumoto, K. Takemura // J. Sch. Mar. Sci. Tech. Tokai Univ. – 2008. – № 6. – P. 15-26.

113. Kusumoto, S. Magma-chamber volume changes associated with ring-fault initiation using a finite-sphere model: Application to the Aira caldera, Japan. [Text] / S. Kusumoto, A. Gudmundsson // Tectonophysics. – 2009. – V. 471. – № 1-2. – P. 58-66.

114. Li, M. Energy analysis for guiding the design of well systems of deep Enhanced Geothermal Systems. [Text] / M. Li, N. Lior // Energy. – 2015. – №93. – C. 1173-1188.

115. Mattioli, G.S. Long term surface deformation of Soufriere Hills Volcano,
Montserrat from GPS geodesy: Inferences from simple elastic inverse models. [Text] /
G.S. Mattioli [et al.] // Geophys. Res. Lett. – 2010. – V. 37.

116. Mines, G. Estimated power generation costs for EGS. [Text] / G. Mines, J. Nathwani // Proceedings, Thirty-Eighth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. – Stanford University. – 2013.

117. Mogi, K. Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. [Text] / K. Mogi // Bull. Earthquake Res. Inst. – 1958. – V. 36. – P. 99-134.

118. Pashkevich, R.I. Heat transfer in a geothermal system of Mutnovsky volcano: The influence of the form, discharge of magma chamber degassing and rock permeability. [Text] / R.I. Pashkevich, V.V. Taskin // Proceedings of the 34th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. – Stanford University. – 2009.

119. Pashkevich, R.I. Numerical simulation of exploitation of supercritical enhanced geothermal system. [Text] / R.I. Pashkevich, V.V. Taskin // Proceedings of

the 34th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. – Stanford University. – 2009.

120. Popov, Yu. Interrelations between thermal conductivity and other physical properties of rocks: experimental data. [Text] / Yu. Popov [et al.] // Pure and Appl. Geophys. $-2003. - N_{2} 160. - P. 1137-1161.$

121. Pruess, K. Mathematical modeling of fluid flow and heat transfer in geothermal systems – an introduction in five lectures. [Text] / K. Pruess // United Nations University, Geothermal Training Programme. – Reykjavik, Iceland, 2002. – 80 p.

122. Reid, M.E. Massive collapse of volcano edifices triggered by hydrothermal pressurization. [Text] / M.E. Reid // Geology. – 2004. – V. 32. – № 5. – P. 373-376.

123. Rinaldi, A.P. Hydrothermal instability and ground displacement at the Campi Flegrei caldera. [Text] / A.P. Rinaldi, M. Todesco, M. Bonafede // Physics of the Earth and Planetary Interiors. $-2010. - V. 178. - N_{2} 3-4. - P. 155-161.$

124. Rutqvist, J. Shear-slip analysis in multiphase fluid-flow reservoir engineering applications using TOUGHT-FLAC. [Text] / J. Rutqvist [et al.]. – Berkeley: Lawrence Berkeley National Laboratory, 2006. – 9 p.

125. Rutqvist, J. Status of the TOUGH-FLAC simulator and recent applications related to coupled fluid flow and crustal deformations. [Text] / J. Rutqvist. – Berkeley: Lawrence Berkeley National Laboratory, 2010. – 12 p.

126. Rychagov, S.N. The Koshelevsky Volcanic Block as a Prospective Site for the Development of Geothermal Power Industry on the South of Kamchatka. [Text] / S.N. Rychagov, A.A. Nuzhdayev // Proceedings World Geothermal Congress 2010. – Bali, Indonesia. – 2010.

127. Samsonov, S. Ground deformation occurring in the city of Auckland, New Zealand, and observed by Envisat interferometric synthetic aperture radar during 2003–2007. [Text] / S. Samsonov // J. Geophys. Res. – 2010. – V. 115.

128. Sanyal, S.K. An analysis of power generation prospects from Enhanced Geothermal Systems. [Text] / S.K. Sanyal, S.J. Butler // Proceedings World Geothermal Congress 2005. – Antalya, Turkey. – 2005.

129. Sanyal, S.K. Cost of electricity from enhanced geothermal systems. [Text] / S.K. Sanyal [et al.] // Proceedings, Thirty-Second Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. – Stanford University. – 2007.

130. Slezin, Yu.B. An Estimation of Magmatic System Parameters From Eruptive Activity Dynamics. [Text] / Yu.B. Slezin // Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. Geophysical Monograph Series. – 2007. – V. 172. – P. 245-252.

131. Stefansson, V. Investment cost for geothermal power plants. [Text] / V.
Stefansson // Proceeding of the 5-th Inaga Annual Scientific Conference & Exhibitions.
– Indonesia, Yogyakarta. – 2001.

132. The Future of Geothermal Energy. Impact of Enhanced Geothermal Systems (EGS) on the United States in the 21st Century. [Text] / Edited by M. Kubik // MIT-led interdisciplinary panel. – Massachusetts Institute of Technology, 2006. – 358 p.

133. Tsypkin, G.G. Role of capillary forces in vapor extraction from low-permeability, water-saturated geothermal reservoirs. [Text] / G.G. Tsypkin, C. Calore // Geothermics. $-2003. - V. 32. - N_{\odot} 3. - P. 219-237.$

134. Williams-Jones, G. Detecting volcanic eruption precursors: a new method using gravity and deformation measurements [Text] / G. Williams-Jones, H. Rymer // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2002. – V. 113. – P. 379-389.

135. Wohletz, K. Thermal evolution of the Phlegraean magmatic system. [Text] /
K. Wohletz, L. Civetta, G. Orsi // Journal of Volcanology and Geothermal Research. –
1999. – V. 91. – № 2-4. – P. 381-414.

136. White, D. E. Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hotwater systems. [Text] / D.E. White, L.J.P. Muffler, A.H. Truesdell // Econ. Geology. – $1971. - V. 66. - N_{2} 1. - P. 75-97.$

137. Zarrouk, S.J. Efficiency of geothermal power plants: A worldwide review.[Text] / S.J. Zarrouk, H. Moon // Geothermics. – 2014. – V. 51. – P. 142-153.

138. Zhang, Y. Numerical Simulation of Heat Production Potential from an Enhanced Geothermal System in Nothern Solgliao Basin, Notheeast China. [Text] / Y. Zhang, Z. Li // Proceedings, Fortieth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. – Stanford University. – 2015.