

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

На правах рукописи

УСАЧЕВА ОЛЬГА ОЛЕГОВНА

**МОДЕЛИРОВАНИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
ВЛИЯНИЯ ИНФИЛЬТРАЦИИ МЕТЕОРНОЙ ВОДЫ НА РЕЖИМ
РАЗГРУЗКИ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ
СИСТЕМ НА ПРИМЕРЕ ДОЛИНЫ ГЕЙЗЕРОВ (КАМЧАТКА)**

Специальность 1.6.6 – Гидрогеология

диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических
наук

Научный руководитель:

Доктор геолого-минералогических наук

Кирюхин Алексей Владимирович

г. Петропавловск-Камчатский

2025

Оглавление

Введение	5
Глава 1 Изученность и постановка проблемы исследования	11
1.1 Методы оценки глубинной составляющей термальной разгрузки – Q_d	11
1.2 Методы оценки расхода водотоков	14
1.3 Методы оценки объемов извержений гейзеров.....	18
1.4 Примеры влияния инфильтрации холодных вод при эксплуатации двухфазных геотермальных резервуаров	19
1.5 Примеры моделирования притока метеорных вод в двухфазные резервуары.	25
1.6 Термогидродинамическое моделирование условий формирования Долины гейзеров.....	26
1.7 Гейзерные поля мира.....	28
1.7.1. Йеллоустонский национальный парк, США	29
1.7.2 Эль Татио, Чили.....	32
1.7.3 Долина Хаукадалур, Исландия.	37
1.7.4 Долина гейзеров Ваймангу, Новая Зеландия.....	40
1.8 Выводы по главе 1	42
Глава 2 Характеристика объекта исследований	43
2.1 Гидротермальная система Долины гейзеров, Камчатка, Россия	43
2.2 Геологическое строение.....	44
2.3 Гидрогеологические условия.....	49
2.4 Поверхностные проявления термальной активности.....	51
2.5 Тепловое питание	52
2.6 Водное питание	53
2.7 Региональная и локальная сейсмичность	55
2.8 Геологические катастрофы: оползень 3.06.2007 г. и сель 3.01.2014 г. в Долине гейзеров.....	57
2.9 Выводы по главе 2	58
Глава 3 Применение хлоридного трассерного метода для оценки глубинной составляющей термальной разгрузки, объемов извержений гейзеров и расхода речного потока	60
3.1 Теоретические основы хлоридного трассерного метода.....	60
3.2 Методика применения хлоридного трассерного метода в Долине гейзеров....	61
3.2.1 Преобразование удельной электропроводности в концентрацию хлорид-иона	61

3.2.2	Применение хлоридного трассерного метода для определения расхода реки.	63
3.2.3	Применение хлоридного трассерного метода для определения объемов извержений гейзеров	64
3.2.4	Патент на применение хлоридного трассерного метода	66
3.3	Результаты измерений расхода р. Гейзерная хлоридным трассерным методом	67
3.4	Результаты измерений глубинной составляющей термальной разгрузки в р. Гейзерная хлоридным трассерным методом.....	72
3.5	Результаты измерений объемов извержений гейзеров Большой и Великан хлоридным трассерным методом.....	74
3.5.1	Измерения 23 апреля 2021 г.	75
3.5.2	Измерения 26–30 августа 2021 г.	76
3.5.3	Измерения 27 апреля 2022 г.	77
3.5.4	Измерения 17–21 сентября 2022 г.....	78
3.5.5	Измерения 30 апреля 2023 г.	81
3.5.6	Измерения 11–15 сентября 2023 г.....	82
3.5.7	Измерения 25 апреля 2024 г.	83
3.6	Выводы по главе 3	85
Глава 4 Влияние инфильтрации холодной воды на гейзерный резервуар		87
4.1.	Изменение химического состава воды и газа гейзеров Большой и Великан (1969–2024 гг.).....	87
4.2.	Изменение объемов извержений гейзеров Большой и Великан за период 2018–2024 гг.	89
4.3.	Изменение глубинной составляющей термальной разгрузки в р. Гейзерная за период 1961–2024 гг.	90
4.4.	Выводы по главе 4	92
Глава 5 Термогидродинамическое моделирование влияния инфильтрации на гейзерный резервуар		93
5.1.	Теоретические основы и управляющие уравнения неизотермической многофазной геофильтрации	93
5.2.	Инверсионное моделирование iTOUGH2	96
5.3.	Локальная 2D термогидродинамическая TOUGH2-EOS2 модель Гейзерного резервуара	97
5.3.1.	Сборка модели	98
5.3.2.	Прямое TOUGH2 моделирование влияния инфильтрации	99
5.3.3.	Обратное iTOUGH2 моделирование	100

5.4.	3D термогидродинамическая TOUGH2-EWASG модель магмо- гидротермальной системы Долины гейзеров – вулкан Кихпиныч	103
5.4.1.	Сборка модели	104
5.4.2.	Моделирование условий формирования магмо-гидротермальной системы..	107
5.4.3.	Моделирование инфильтрации холодной воды через Подпрудные озера.....	109
5.5.	Выводы по главе 5	113
Заключение		115
Термины		117
Список литературы		119

ВВЕДЕНИЕ

Концептуальные гидрогеологические модели высокотемпературных гидротермальных систем, подтвержденные опытными данными и численным моделированием, имеют фундаментальное значение для обеспечения устойчивого и эффективного использования запасов геотермальной энергии высокотемпературных гидротерм, безопасности рабочей и туристической инфраструктуры, а также для решения задач поиска и разведки минеральных ресурсов (в том числе гидроминеральных).

Долина гейзеров на Камчатке – пример высокотемпературной двухфазной (азотно-углекислой) гидротермальной системы терм Cl-Na состава, с огромным дебитом, где происходят впечатляющие извержения гейзеров (Устинова, 1955; Сугробов, 2009). После того, как катастрофические оползни/сели 2007 и 2014 гг. нарушили условия Гейзерного резервуара, возник ряд вопросов: 1. Какое влияние эти события (вызвавшие инфильтрацию холодной воды в Гейзерный резервуар) оказали на продуктивность гейзеров? 2. Какие параметры гидротермальной системы необходимо в дальнейшем отслеживать, чтобы иметь возможность прогнозировать геологические катастрофы? 3. Какие свойства гидротермальной системы Долины гейзеров целесообразно использовать в качестве природных аналогов для промышленного освоения геотермальных месторождений?

В связи с этим в диссертации рассмотрены вопросы оценки влияния инфильтрации холодной воды в двухфазные геотермальные резервуары. Мировой опыт показывает, что это также может привести к снижению продуктивности геотермальных месторождений (Ceoccarelli, 1987; Truesdell et al, 1997; Sugiamana et al, 2004; Hanano et al., 2005; Dacillo et al, 2010; Кирюхин и др., 2014).

Актуальность темы исследования. Мониторинг изменений в гидродинамическом и химическом режиме разгрузки гейзеров необходим для оценки влияния недавних катастрофических событий в Долине гейзеров (гигантский обвал 3 июня 2007 г. и сели 3 января 2014 года) на состояние гидротермальной системы и для разработки термогидродинамической-химической модели для прогноза восстановления гейзеров и возможных геологических катастроф в будущем. Решение этих задач актуально для обеспечения безопасности рабочей и туристической инфраструктуры, т.к. Долина гейзеров является одним из часто посещаемых объектов на Камчатке (более 4000

туристов в год). Немаловажным является использование данных наблюдений длительной гидродинамической и гидрохимической истории гидротермальной системы Долины гейзеров (1941-2025 гг.) для оптимизации эксплуатации высокотемпературных геотермальных месторождений.

Объектом исследования является гидротермальная система Долина гейзеров (Камчатка).

Целью работы является выяснение условий формирования гидротермальной системы Долины гейзеров с применением термогидродинамического моделирования и хлоридного трассерного метода.

Основные задачи исследования:

1. Применение хлоридного трассерного метода для оценки глубинной составляющей термальной разгрузки и объемов извержений гейзеров по данным синхронизированного измерения электропроводности и расхода реки Гейзерной.

2. Разработка и калибровка локальной 2D термогидродинамической модели Гейзерного резервуара для объяснения уменьшения глубинной составляющей термальной разгрузки в паводковый период.

3. Разработка и калибровка 3D термогидродинамической модели для объяснения условий формирования гидротермальной системы Долины гейзеров в целом, воспроизведения наблюдаемого уменьшения величины глубинной составляющей термальной разгрузки в паводковый период и наблюдаемых долговременных трендов гидродинамического и химического режима гейзеров.

Научная новизна заключается в применении хлоридного трассерного метода для оценки глубинной составляющей термальной разгрузки Q_d и объемов извержений гейзеров по данным синхронизированного измерения электропроводности и расхода реки Гейзерной. Впервые термогидродинамическое моделирование использовано для обоснования условий значимого снижения продуктивности двухфазного высокотемпературного геотермального резервуара при инфильтрации в него холодной воды.

Теоретическая и практическая значимость работы. В 2024 г. был выдан и зарегистрирован патент на устройство для оценки разгрузок хлоридного трассера в водотоки (патент №2832424, 2024). По данным с устройства возможна оценка расхода небольших горных рек хлоридным трассерным методом, что в сумме с данными об

электропроводности речной воды, переведенными в концентрацию хлора, позволяет рассчитать величину глубинной составляющей термальной разгрузки р. Гейзерной, дренирующей Долину гейзеров. Динамика изменения глубинной составляющей термальной разгрузки Q_d характеризует изменения магматической активности в источнике теплового питания гидротермальной системы, что необходимо знать для обоснованного прогноза катастрофических геологических событий, инициированных магмо-гидротермальной активностью (таких как обвал 2007 г. и сель 2014 г. в Долине гейзеров). Хлоридный трассерный метод также позволяет рассчитать объемы изверженной гейзерами воды.

Численные термогидродинамические модели Гейзерного резервуара, объясняющие воздействие притока холодных метеорных вод на объемы извержений гейзеров – могут быть применены для прогноза добычи теплоносителя на геотермальных месторождениях-аналогах. В этом контексте гидротермальная система Долина гейзеров выступает как полигон, на котором могут отрабатываться геотермальные технологии (например, влияние обратной закачки на продуктивность добычных скважин) и методы прогноза геологических катастроф.

Методы исследования. Для оценки расхода р. Гейзерная использовался хлоридный трассерный (ХТ) метод, заключающийся в запусках трассера (NaCl) в реку Гейзерная и регистрации связанных с ними аномалии логгером электропроводности ниже по течению. Логгер НОВО U24-001 использовался для измерения и записи значений электропроводности речной воды, что впоследствии пересчитывалось на концентрацию хлорид-иона. Пересчет удельной электропроводности в концентрацию хлора проводился с помощью планарной регрессии данных синхронного отбора проб в точках измерения электропроводности. Записи логгера электропроводности также использовались для расчета Q_d и объемов извержений гейзеров.

Температурные логгеры НОВО U12-015 применялись для мониторинга интервалов между извержениями гейзеров Большой и Великан. Логгеры НОВО U20-001-04 – для оценки уровня воды в р. Гейзерная.

Графический анализ данных осуществлялся с помощью программ Golden Software (Grapher-9 и Surfer-18).

Данные химического анализа проб воды из р. Гейзерная и режимных гейзеров, включая гейзеры Большой и Великан выполнены в Аналитическом Центре ФГБУН

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (аттестат аккредитации № ААС.А.00150).

Для численного термогидродинамического моделирования применялись программы TOUGH2 и iTOUGH2 с модулями состояния EOS1, EOS2, EWASG (Pruess, 1991, Finsterle, 1998). В дополнение к указанным выше программам использован пре- и постпроцессор PetraSim v.5.2, позволяющий осуществлять интерактивную сборку моделей и визуализацию полученных результатов.

Основные защищаемые положения:

1. Хлоридный трассерный (ХТ) метод является эффективным и надежным инструментом для оценки объемов извержений гейзеров (V) и динамики изменения глубинной составляющей разгрузки термальных вод (Q_d) в бассейнах небольших горных рек со сложным, изменяющимся во времени сечением потока.
2. После геологических катастроф в Долине гейзеров в 2007 и 2014 гг. фиксируются долговременные тренды снижения концентрации хлорид-иона в химическом составе воды гейзеров, увеличение объемов извержений гейзеров (Большой и Великан), уменьшение глубинной составляющей в разгрузке термальных вод Q_d в паводковый период.
3. Результаты 2D и 3D термогидродинамического моделирования с учетом двухфазного трехкомпонентного состояния флюида (H_2O , Cl , CO_2) объясняют наблюдаемые тренды увеличения водной разгрузки гейзеров, снижения концентрации хлорид-иона и паводковые уменьшения величины разгрузки глубинной составляющей Q_d инфильтрацией холодных вод в двухфазный Гейзерный резервуар.

Личный вклад автора. При личном участии автора выполнялись полевые работы на объекте исследований в 2011, 2023 и 2024 гг.: маршрутные гидрогеологические исследования, установка логгеров давления, температуры и электропроводности в р. Гейзерная и на гейзерах Большой и Великан для применения ХТ метода, отбор проб воды и газа для последующего химического анализа.

Автором обработаны результаты применения хлоридного трассерного ХТ метода для оценки динамики изменения глубинной составляющей разгрузки термальных вод (Q_d), объемов извержений гейзеров Большой и Великан (V) и расхода реки Гейзерная (Q_r) с 2021 по 2024 гг.

Участие в разработке и калибровке локальной 2D термогидродинамической модели для объяснения уменьшения Q_d в паводковый период.

Участие в разработке и калибровке 3D термогидродинамической модели для объяснения условий формирования гидротермальной системы Долины гейзеров в целом, воспроизведения на модели наблюдаемого уменьшения Q_d в паводковый период и наблюдаемых долговременных трендов гидродинамического и химического режима гейзеров.

Степень достоверности и апробация результатов исследований. Достоверность результатов исследований обеспечена калибровкой математических моделей (созданных с использованием лицензионного программного обеспечения) по опытным гидрогеологическим данным (полученным стандартными и запатентованными методами с применением сертифицированного оборудования).

Основные положения диссертации были представлены на конференциях, в том числе с международным участием: Всероссийская научная конференция с международным участием «Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа» (г. Петропавловск-Камчатский, 2020, 2021, 2022, 2023), XXIV ежегодная научная конференция, посвященная Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы» (г. Петропавловск-Камчатский, 2021), XXV ежегодная научная конференция, посвященная Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы» (г. Петропавловск-Камчатский, 2022), V Всероссийская научная конференция с международным участием имени профессора С. Л. Шварцева «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами» (г. Томск, 2023), а также в отчетах по проектам РНФ 16-17-10008 «Геофлюидодинамика активных вулканов и прилегающих гидротермальных систем» и РФФИ 18-05-00052 «Геофлюидодинамика с элементами геомеханики: приложения для гидротермальных и вулканических систем», в годовых отчетах и на заседаниях лаборатории темпломассопереноса ИВиС ДВО РАН.

В 2024 г. с участием автора был выдан и зарегистрирован патент на устройство для оценки разгрузок хлоридного трассера в водотоки (патент №2832424, 2024). Устройство предназначено для оценки разгрузок хлоридного трассера в водотоки.

Результаты исследований автора опубликованы в 24 работах, из них 6 статей в российских и международных рецензируемых научных изданиях («Записки Горного института», «Geothermics», «Applied Geochemistry», «Journal of Volcanology and

Geothermal Research», «JP Journal of Heat and Mass Transfer») и 18 публикаций в трудах и материалах научных конференций.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения. Общий объем – 136 страниц, включая 54 рисунка и 12 таблиц, список терминов и список литературы (160 наименований).

Благодарности. Автор благодарен научному руководителю - д.г.-м.н., профессору А.В. Кирюхину за постановку задач и помощь в осуществлении анализа полученных результатов; д.г.-м.н. Г.Н. Копыловой, д.г.-м.н. Г.А. Карпову, д.г.-м.н. С.Н. Рычагову, к.х.н. А.В. Сергеевой, к.т.н. В.А. Рашидову за ценные критические замечания и полезные советы на этапе подготовки и обсуждения диссертационной работы. Автор также выражает признательность сотрудникам лаборатории тепломассопереноса: к.г.-м.н. А.Ю. Полякову, к.ф.-м.н. А.В. Соломатину, Н.Б. Журавлеву и Е.В. Черных за конструктивную помощь.

ГЛАВА 1 ИЗУЧЕННОСТЬ И ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

1.1 Методы оценки глубинной составляющей термальной разгрузки – Q_d

Предполагается, что большая часть хлора в разгрузках Долины гейзеров имеет магматическое происхождение. Поэтому, по выносу хлора р. Гейзерной можно оценить тепловую мощность гидротермальной системы в целом. Долгосрочный мониторинг потока хлора, в сочетании с другой геофизической и гидрогеологической информацией, может быть использован также для оценки изменения глубинных и поверхностных условий теплового и массового питания / разгрузки гидротермальной системы. Применяя в 1958 г. хлоридный метод, В.В. Аверьев (*Аверьев, 1965*) рассчитал суммарную разгрузку глубинных термальных вод Q_d и вынос тепла Паужетской гидротермальной системой в ее естественном состоянии (до начала эксплуатации). При этом учитывалось поступление хлорид-иона в реку на участке, где она протекала мимо термальной площадки (149.7 г/с), и затем – по отнесению его к концентрации хлорид-иона в воде кипящих источников (1.58 г/л) – суммарное поступление термальной воды в реку Паужетку (около 100 л/с). Опытными работами было определено теплосодержание пароводяной смеси на источнике Парящем I, равное 150 ккал/кг. Исходя из этого положения, вынос тепла водными массами на Паужетском термальном поле в естественных условиях составил 15 000 ккал/сек ($100 \text{ л/с} \cdot 150 \text{ ккал/кг}$).

Весной 1963 г. В.М. Сугробов (*Аверьев, 1965*) повторил определение суммарной разгрузки паужетских вод тем же хлоридным методом, но уже в условиях, нарушенных эксплуатацией. Скважины, уже работавшие на месторождении, выводили в сумме 120 кг/с пароводяной смеси со средним теплосодержанием 170 ккал/кг. Было отмечено, что величина суммарной естественной разгрузки сократилась от 100 до 78 л/с.

С использованием хлоридного метода определения глубинной составляющей термальной разгрузки, также В.М. Сугробовым, в 1989 г. была рассчитана тепловая мощность гидротермальной системы Долины гейзеров.

В качестве исходных данных были использованы: расход реки (Q_r), равный 3340 кг/с, концентрация хлора в речной воде (C_r) – 85 мг/л, и концентрация хлора в глубинных водах Долины гейзеров (Q_{upflow}) - 900 мг/л. Расход глубинной

составляющей термальной разгрузки (Q_d , кг/с) был оценен 315 кг/с. Тепловая мощность гидротермальной системы W оценена в 197 МВт с использованием уравнения:

$$W = Q_d \cdot H, \quad (1.1)$$

где H – энтальпия глубинного теплоносителя, равная 900 кДж/кг по данным геотермометрии (*Kiryukhin et al., 2015*).

Глубинная составляющая термальной разгрузки Q_d по выносу хлора четырьмя основными реками Йеллоустонского национального парка, дренирующими одноименную магмо-гидротермальную систему, оценивается в 3000 кг/с (*Fournier, 1989*).

Поскольку Q_d является зависимой от времени величиной, то ограниченные частоты измерений расхода рек и отбора водных проб не обеспечивают полную информацию об аномальных изменениях в гидротермальных системах.

Новый этап оценок расхода глубинной составляющей термальной воды пришел с появлением логгеров электропроводности и автоматических расходомеров. Корреляция между электропроводностью речных вод и концентрациями Cl показана исследованиями (*McCleskey et al., 2012, 2019*) для Йеллоустонского национального парка. Это позволило предложить метод, использующий удельную электропроводность SC для оценки концентрации растворенных веществ на участках мониторинга, что, в свою очередь, позволяет получать практически непрерывные временные ряды данных и понять сезонные тенденции изменения Q_d .

Конкретное соотношение между SC и концентрацией растворенных веществ рассчитано по графикам соответствия концентрации, определенной лабораторным методом в пробах воды с участков долгосрочного мониторинга, и SC . Зависимость удельной электропроводности и концентрации растворенного вещества можно описать квадратным уравнением $C = a \cdot SC^2 + b \cdot SC + c$ (*McCleskey et al., 2019*). Однако для многих растворенных веществ зависимость хорошо описывается линейным уравнением ($a = 0$) вида:

$$C = b \cdot SC + c, \quad (1.2)$$

где C – концентрация растворенного вещества, мг/л; SC – удельная электропроводность, $\mu S/cm$. Корреляция между удельной электропроводностью и концентрацией растворенного вещества для рек Йеллоустонского национального парка составляет 0.96–1.0. В работе (*Kiryukhin et al., 2022*) получена формула для расчета

концентрации хлорид-иона в зависимости от удельной электропроводности SC и температуры р. Гейзерная.

Современные приборы позволяют автоматически измерять SC в речной воде (для последующего пересчета в концентрацию хлора) и расход реки одновременно. Так, в Йеллоустонской гидротермальной системе (*McCleskey et al.*, 2012), начиная с 2010 г., на главных участках долгосрочного мониторинга используют зонд AquaTROLL 100 (In-situ Corporation) (р. Йеллоустон, р. Гарднер, р. Снейк) и AquaTROLL 200 (р. Файерхол, р. Гиббон, р. Мэдисон). Aqua TROLL 100 ранее служил для сбора данных (с 15-минутным интервалом) только по удельной электропроводности и температуре воды (*McCleskey et al.*, 2019). Затем он был дополнительно запрограммирован для сбора данных (через каждые 15 мин) по уровню воды и расходу реки.

С 2013 по 2018 гг. расход хлора во время весеннего таяния снега (май-июль) в реке Йеллоустон увеличился в 2–4 раза, а мгновенный приток хлора в реке Гарднер увеличился в 1.2–2.5 раза, в зависимости от года. Увеличение потока хлора во время таяния снега также наблюдалось в реках Снейк, Гиббон и Мэдисон, но не наблюдалось в реке Файерхол (*McCleskey et al.*, 2012, 2016). Авторы работы (*Friedman et al.*, 1990) предположили, что сброс термальных элементов из геотермального резервуара, расположенного под Йеллоустонским парком у поверхности земли, реагирует на сезонные изменения высоты уровня грунтовых вод. Следовательно, поток Cl из мелководных систем может увеличиваться во время таяния снега из-за увеличения давления подземных вод, вызванного повышением уровня грунтовых вод. Однако большая часть термальных источников вдоль реки Файерхол поступает из глубоких подземных вод, и, следовательно, сезонные колебания невелики. Что касается рек Снейк и Йеллоустон, то большое количество растворенных веществ, хранящихся в озерах Шошон, Льюис и Йеллоустон, может быть еще одним источником увеличения потока растворенных веществ, наблюдаемого во время таяния снега, поскольку растворенные вещества «вымываются» из озер весной.

Оценка притока глубинной составляющей термальной разгрузки Qd в Долине гейзеров с использованием регистраторов электропроводности (логгеры фирмы НОВО) проводится с 2008 г. (таблица 1.1, 1.2.). Измерения, как правило, проводятся два раза в год: в течение одного дня весной и более продолжительного периода (до нескольких дней) в конце лета – в начале осени. Как будет показано далее, для оценки глубинной

составляющей термальной разгрузки необходимы данные о расходе р. Гейзерная. Сложное сечение потока, турбулентный режим течения создают трудности в измерении расхода воды классическими гидрометрическими методами.

1.2 Методы оценки расхода водотоков

Данные о расходе рек, дренирующих гидротермальные системы, получали на гидропостах путем прямого измерения скорости потока (в отдельных точках водного сечения) и площади поперечного сечения реки (путем промера глубин по гидроствору):

$$Q_r = S \cdot V, \quad (1.3)$$

где Q_r – расход реки, л/с; S – площадь водного сечения, м²; V – скорость потока, м/с. Концентрация хлора в отобранных пробах речной воды определялась лабораторным путем. В Долине гейзеров после разрушительного селя 3.06.2007 г. образовалось озеро Подпрудное-1. Поскольку р. Гейзерная пополняла новообразованное озеро, то по уровню воды в нем определялся расход реки. Для этого использовались регистраторы давления НОВО U20–001–04 с заданным интервалом измерений 20–30 мин (*Кирюхин и др., 2015*). Относительный уровень озера определялся по разнице давлений между регистратором, установленным в воде (давление водяного столба), и регистратором на поверхности (атмосферное давление). Формула для перехода от уровня воды в озере к расходу воды в реке была откалибрована по результатам гидрометрических наблюдений на створе «Плотина» 8.05.2012 г. и 24.08.2012 г. (точка измерений 3, рисунок 1.1). Полученные данные по Q_r , C_r , Q_{cl} и Q_d с 2007 по 2013 гг. представлены в таблице 1.1.

Таблица 1.1 – Оценка Qd на створе «Плотина» (рисунок 1.1. точка измерения 3) по (Кирюхин и др., 2015). Qr – расход р. Гейзерная (8.05.2012 г. и 24.08.2012 г. гидрометрическим методом, остальные данные – по уровню оз. Подпрудное-1), Cr – содержание хлора, определенное аналитически, температура (Т) в реке Гейзерная, Qcl – массовый расход хлора, Qd – расход глубинной компоненты термальной разгрузки

Дата	Qr, кг/с	T, °C	Cr, мг/л	Qcl, г/с	Qd, кг/с
01.10.2007	1770	21.5	156	276.1	306.8
08.04.2008	1268	24.5	229.8	291.4	323.8
21.07.2008	3640	16.5	46.5	169.3	188.1
22.07.2008	3520	16.5	46.1	162.3	180.3
23.07.2008	3410	17	46.8	159.6	177.3
24.07.2008	3510	19.1	53.9	189.2	210.2
25.07.2008	3290	17.7	53.9	177.3	197.0
26.07.2008	2920	18	54.6	159.4	177.1
27.07.2008	2820	18.2	53.2	150.0	166.7
07.10.2008	3040	18	71	215.8	239.8
08.10.2008	2830	18.9	76.7	217.1	241.2
09.10.2008	2460	17.2	71	174.7	194.1
10.10.2008	2590	17.6	80.2	207.7	230.8
07.05.2009	1230	26	208	255.8	284.3
16.10.2011	1675	17.8	138	231.2	256.8
08.05.2012	1250	19.3	113	141.3	156.9
24.08.2012	1331	27	128	170.4	189.3
18.04.2013	800	23.5	163.1	130.5	145.0
05.09.2013	2930	19	68	199.2	221.4

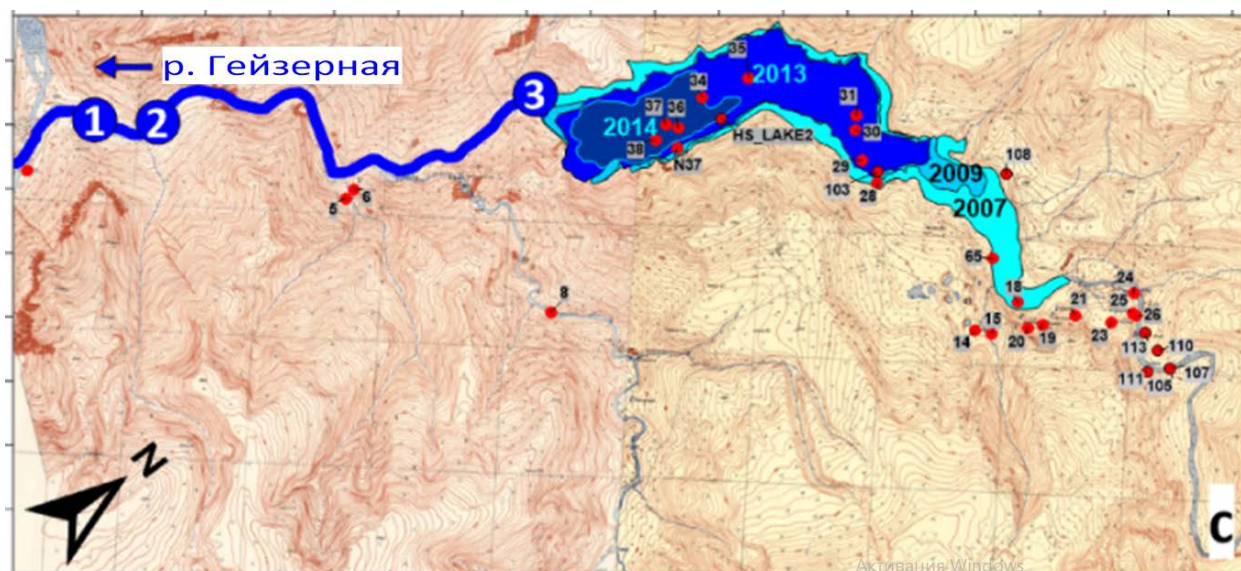


Рисунок 1.1 – Локальная топографическая карта Нижне-Гейзерного бассейна Долины гейзеров (Камчатка). Расположение оз. Подпрудное в 2007, 2009, 2013 и 2014 гг. показано разными цветами с соответствующими годам отметками. Кружками обозначены основные кипящие источники и гейзеры, номера соответствуют таблице 2.1. Точки/участки измерений (1, 2 и 3) показаны синими кружками с цифрами. Масштаб по осям 100 м (Kiryukhin et al., 2022)

С 2016 г. для измерения расхода воды в р. Гейзерная использовался доплеровский расходомер Mainstream 400P. В Mainstream встроен ЦПУ (центральный процессор – аналого-цифровой преобразователь), датчик уровня, который измеряется с помощью пьезорезистивного датчика (точность 0.7 см). Скорость реки измеряется с помощью датчика скорости с доплеровским эффектом. Mainstream измеряет фактическую среднюю скорость (точность 1 см/с, диапазон от 1 см/с до 5 м/с). Во время измерений Mainstream 400P был проинструктирован измерять и рассчитывать среднюю скорость в прямоугольнике сечения $h \cdot L$, где h – ширина потока (была назначена равной 3.5 м как средняя эффективная ширина реки Гейзерная), L – уровень воды в потоке (который Mainstream измеряет сам). В случае, если фактическая ширина h не равнялась 3.5 м, к оценкам расхода воды Mainstream 400P применялся коэффициент $h/3.5$. Результаты оценки расхода р. Гейзерная и рассчитанные значения глубинной компоненты термальной разгрузки представлены в таблице 1.2.

Таблица 1.2 – Оценка Q_d на устье р. Гейзерная (рисунок 1.1., точка измерения 1) по (Kiryukhin et al., 2022). Q_r – расход р. Гейзерная, измеренный доплеровским расходомером Mainstream 400P, C_r – содержание хлора, определенное аналитически, температура (T) в р. Гейзерная, Q_{cl} – массовый расход хлора, Q_d – расход глубинной компоненты термальной разгрузки

Дата	Q_r , кг/с	T , °C	C_r , мг/л	Q_{cl} , г/с	Q_d , кг/с
24.12.2017	2460	18.3–18.9	130	320	356
02.05.2018	1200	25.7–25.8	170	203	226
29.08.2018	2160	12.8–17.5	43	93	103
01.09.2018	1990		39	78	86
21.04.2019	1800	25.5–27.6	156	281	312
21.04.2019	1900		163	310	344
30.08.2019	2100	20.5–24.6	63	133	148
01.09.2019	2000		71	142	158
01.05.2020	1190	28.0–28.8	167	198	227
08.09.2020	1020	18.4–23.8	73	75	83
09.09.2020	810		81	66	73

Данные о расходе р. Гейзерная, необходимые для расчета глубинной составляющей термальной разгрузки, полученные с использованием доплеровского расходомера, имеют высокую погрешность. Прибор рассчитан на измерение скорости потока в сечениях правильной формы, что сложно осуществить в условиях потока горной реки. Так же расходомер должен быть установлен по направлению потока – р. Гейзерная, в свою очередь, имеет извилистое русло с преимущественно турбулентным течением. Таким образом, возникла необходимость в поиске другого метода измерения расхода р. Гейзерная. С 2022 г. для этой цели применяется хлоридный трассерный метод (Moore, 2005; Hudson, Fraser, 2005, Kiryukhin et al., 2025, McCleskey et al., 2025). В отечественной литературе известен как «метод ионного паводка» (Глазырин, 2011; Юхно, 2021). Точность метода оценивается в 5%, на примере р. Гейзерная показано, что его применение возможно для небольших горных рек с расходом до $6 \text{ м}^3/\text{с}$.

1.3 Методы оценки объемов извержений гейзеров

Поскольку измерение расхода воды является сложной задачей, лишь у немногих гейзеров определены объемы изверженной воды. Результаты оценок по некоторым гейзерам Йелоустоунского национального парка приведены ниже. Гейзер Лоун Стар (Lone Star) во время крупных извержений выбрасывает от 8 до 11 м³ воды по данным из (Karlstrom et al., 2013). Авторы оценивали объем жидкой воды, выбрасываемой из гейзера, измеряя расход воды в двух из трех основных каналов выброса гейзера в течение восьми циклов извержений. Расход воды варьировался от 15.4 м³ до 28.1 м³ со средним значением 20.8 ± 4.1 м³. Этот расход включает в себя основной поток, а также воду, выбрасываемую из конуса гейзера. Вычитая базовый расход, получили оценки объемов извержений в основной фазе и в период подготовки к извержению в диапазоне 9.6 ± 1.0 м³ и 3.5 ± 1.7 м³ соответственно. Скорость воды измерялась с помощью видеокамеры (30 кадров в секунду) с использованием плавающего маркера, например пузырька или щепки, на определенном расстоянии. Расход воды в каждом русле рассчитан с использованием данных о скорости воды и площади поперечного сечения.

Объемы изверженной воды даны для гейзера Олд Фейтфул (Old Faithful) – от 38 до 45 м³ в работе (Allen, 1935) и от 14 до 32 м³ по данным (Kieffer, 1984). Объем гейзера Эхинус (Echinus) в гейзерном бассейне Норрис (Norris Geyser Basin) оценен в пределах от 31 до 38 м³ по данным (Clor, 2007).

Измерения расхода воды руч. Танталус в гейзерном бассейне Норрис были использованы для оценки объемов извержений гейзера Стимбоут (Steamboat). Для расчетов объема использовались данные по 29 извержениям, произошедшим при скорости ветра ≤ 1 м/с. Объемы варьировались от 134 до 538 м³, в среднем 351 м³. Для сравнения, Фридман (Friedman, 2007) также использовал данные о расходе воды в руч. Танталус-Крик и оценил объемы извержений гейзера Стимбоут в 215 м³ (2 мая 2000 г.), 130 м³ (26 апреля 2002 г.) и 246 м³ (13 сентября 2002 г.). В гейзере Стимбоут не наблюдалось никакой связи между объемом извержения и ИВЕ. Кроме того, не было никакой связи между объемом извержения и температурой воздуха, давлением воздуха или амплитудой движения грунта (Reed, 2021).

Измеренный объем извержений гейзера Эль Хефе (El Jefe) составляет 0.1 м³ (110 кг) – это один из 80-ти гейзеров гейзерного поля Эль Татио (El Tatio), расположенном на севере Чили на высоте 4.2–4.3 км над уровнем моря (Munoz-Saez et

al., 2015). Для измерения расхода извергаемой воды использовалась прямоугольная деревянная рамка, помещенная в выносной канал гейзера. Расход воды рассчитывали, измеряя скорость движения движущихся объектов с помощью видеокамер, а уровень воды – с помощью линейки. Измерения проводили в течение 6 последовательных циклов гейзеров.

В работах (Сугрובה, 1982, *Belousov et al.*, 2013) высказано предположение, что объемы извержений гейзеров равны объемам их открытых каналов, измерить которые с высокой точностью не предоставляется возможным, в связи со сложным и пока малоизученным подземным строением гейзеров. По (Сугрובה, 1982) оценка объема гейзера Аверьевский в Долине гейзеров колебалась между 1.8 и 2.2 м³. В работе (*Belousov et al.*, 2013) дана оценка объемам гейзеров Великан (> 20 м³), Большой (> 18 м³), Ванна и Коварный (> 6 м³), оценки получены по результатам видеонаблюдений в каналах гейзеров.

При установке логгеров электропроводности в р. Гейзерная с частотой измерений 5 мин⁻¹, были выявлены циклические колебания концентрации хлора в речной воде. Частота этих колебаний совпала с частотой извержений самых представительных гейзеров Долины: Большой и Великан. Так появилась возможность оценить объемы излившейся при извержениях воды с использованием хлоридного трассерного метода.

1.4 Примеры влияния инфильтрации холодных вод при эксплуатации двухфазных геотермальных резервуаров

В связи с катастрофическими событиями в Долине гейзеров (сель 2007 г. и оползень 2014 г.), образованием Подпрудных озер и затоплением каналов гейзеров, возник вопрос: что произойдет, если в Гейзерный резервуар попадет холодная вода?

Далее будут рассмотрены примеры инфильтрации холодной воды в двухфазные резервуары разрабатываемых геотермальных месторождений мира (*Kiryukhin et al.* 2023). Мировой опыт показывает, что это может привести к снижению продуктивности геотермальных месторождений.

Одним из примеров является геотермальное месторождение Мори (Mori), расположенное на о.Хоккайдо в северной части Японии. Это месторождение характеризуется своей кальдерой Нигорикава (Nigorigawa Caldera), имеющей угловатую воронкообразную форму. Она образовалась 12000 лет назад в результате серии сильных

извержений. Геотермальные исследования в кальдере начались в 1972 г.. Выработка электроэнергии была начата в 1982 г. с использованием 4-х эксплуатационных скважин и 4-х скважин для обратной закачки – мощность составила 50 МВт. Стабильное производство пара в этой области было не очень простым делом. С момента начала эксплуатации это месторождение столкнулось со многими видами проблем, например, отложениями CaCO_3 и CaSO_4 в эксплуатационных скважинах, отложениями стивенсита в скважинах, нисходящим потоком неглубоких грунтовых вод в пласт, что привело к снижению энтальпии добываемого флюида и, как следствие, снижению выработки пара (Hanano et al., 2005). Мощность вырабатываемой энергии упала до 10 МВт к 1989 г. из-за значительного локального понижения давления в результате большого расхода отбора теплоносителя, что привело к инфильтрации холодных грунтовых вод сверху и охлаждению продуктивных зон (Кирюхин и др., 2010).

Эффективная мощность геотермальных электростанций Японии 275 МВт, значительно ниже установленной мощности 554 МВт, в частности: Мацукава 8.3 МВт, из 23.4 МВт, Онума 5.0 МВт, из 9.5 МВт, Хачубару 69.9 МВт, из 110 МВт, Какконда 28 МВт, из 80 МВт, Мори (Нигорикава) 16.8 МВт, из 25 МВт, Уенотай 8.8 МВт, из 20.1 МВт, Ямакава 13.2 МВт, из 30 МВт, Сумикава 32.1 МВт, из 50 МВт, Фукусима 15.2 МВт, из 30 МВт, Огири 16.7 МВт, из 25.8 МВт, Такигами 25.4 МВт, из 27.5 МВт, Хатидзедзима 1.2 МВт, из 3.3 МВт (Yasukawa et al., 2021). Эта тенденция может быть связана и с притоком холодной воды.

Еще одним примером влияния инфильтрации холодных вод на добычу теплоносителя является геотермально месторождение Тиви (Tiwi), расположенное на северо-восточном склоне горы Малинао (Mount Malinao) в провинции Албай, Филиппины. Месторождение Тиви включает продуктивную площадь в 12 км² и разделено на четыре географических сектора: Наглабонг (Naglagbong), Капипихан (Kapipihan), Маталибонг (Matalibong) и Бариис (Bariis). Здесь расположены три зоны восходящего потока (Бариис, Южный Капипихан и Наглабонг), источниками тепла предположительно являются небольшие дацитовые и андезитовые купола, расположенные к югу от секторов Капипихан и Бариис, а также более обширный источник тепла под горой Малинао (Menzies et al., 2010).

В мае 1979 г. было пробурено 45 скважин и введен в промышленную эксплуатацию первый турбогенераторный агрегат мощностью 55 МВт, а в апреле 1982 г.

установленная мощность достигла 330 МВт. Это были очень «агрессивные» темпы разработки, продиктованные необходимостью правительства Филиппин снизить зависимость от импорта нефти в то время, когда цены на нефть значительно росли (*Menzies et al., 2010*).

Хотя в процессе эксплуатации энтальпия многих скважин повышалась и даже сформировался приповерхностный резервуар с преобладанием пара, произошел его быстрый коллапс в течение первого года эксплуатации и в резервуар по разломным зонам хлынули потоки из вышележащих водоносных горизонтов. В 1983–1988 гг. зарегистрировано довольно быстрое проникновение холодных вод в геотермальный резервуар. В течение первых двух лет добычи снижение пластового давления привело к быстрому расширению паровой шапки по всему неглубокому пласту. Уже в 1982 г. приток холодной метеоритной воды начал отрицательно сказываться на добыче в районе Наглабонг (*Sugiamana et al., 2004*).

Было обнаружено, что содержание Cl в добываемом флюиде снижалось уже в 1977 г., что также указывает на поступление в глубоководный резервуар холодных грунтовых вод. Они быстро распространялись по пласту, и уже в 1982–1983 гг. воздействовали на большую часть зоны добычи в секторе Наглабонг. Это также способствовало образованию отложений кальцита как в стволе скважин, так и в пласте, поскольку грунтовые воды смешивались с пластовой жидкостью. В результате обоих процессов добыча пара в секторе Наглабонг значительно сократилась. В западном направлении были пробурены новые скважины, так что к середине 1990-х гг. вся добыча велась в секторах Капипихан, Маталибонг и Бариис (*Menzies et al., 2010*).

Для контроля за перемещением грунтовых вод был использован тритий. Его использование в качестве индикатора имеет преимущество перед хлором в том, что пробы могут быть взяты из паровых скважин. Контуры трития наглядно показывают, как фронт со временем перемещался от Наглабонг к западу и как он стабилизировался по состоянию на 2003 г. Стабилизация обусловлена полупроницаемыми барьерами, связанными с разломами Тиви и Кагумихан. Аномалия трития на северо-западе указывает на то, что могут быть и другие источники притока холодных вод с севера или северо-востока от зоны Маталибонг. Контуры трития также показывают, что инфильтрация не оказала влияния на южную часть Маталибонг и Бариис и это, вероятно, также связано со структурным контролем (*Menzies et al., 2010*).

Геотермальное месторождение Тонгонан (Tongonan), Филиппины, расположенное на о. Лейте, в настоящее время является одним из крупнейших месторождений влажного пара в мире (*Dacillo et al., 2010*). Оно расположено вдоль северо-западной цепи четвертичных вулканов, связанных с Филиппинским разломом. С юго-востока ограничено непроницаемым блоком Мамбан (Mamban), который отделяет его от геотермального месторождения Маханагдонг (Mahanagdong). Тонгонан подразделяется на три производственных участка – Верхний Махиао (Upper Mahiao), Тонгонан-1 (Tongonan-1) и Малитбог-Южный Самбалоран (Malitbog-South Sambaloran). Шестьдесят шесть эксплуатационных скважин обеспечивают потребности в паре трех основных электростанций. Тонгонан – одно из немногих геотермальных месторождений в мире, на котором добыча продолжается уже 25 лет.

На месторождении Тонгонан, спустя два года после начала эксплуатации, скважины снизили свои расходы, а энтальпия в них возросла. Отмечается возврат реинжекционной воды к добычным скважинам и приток охлажденных вод.

Более прохладные, разбавленные воды текут из северо-восточного района в продуктивный сектор Малитбога – Южный Самбалоран. В районе к востоку от сектора Малитбог находятся более прохладные, богатые сульфатами воды, которые являются слабокислыми по сравнению с водами в основном резервуаре. С максимальным увеличением добычи на месторождении, начавшимся в 1996–1997 гг., эти периферийные воды были направлены к эксплуатационным скважинам на восточной периферии Малитбога – Южный Самбалоран. Эксплуатационные скважины снизили энтальпию, концентрацию хлорид-иона и соотношение Cl/SO_4 . Тот же тип воды инфильтруется в западную часть Южного Самбалорана. Эксплуатационные скважины здесь демонстрируют те же тенденции к снижению Cl , Cl/SO_4 и энтальпии глубинного флюида (*Dacillo et al., 2010*).

Лардерелло (Larderello), Италия – первое геотермальное месторождение, где началось промышленное использование природного пара (*Берман, 1978*). Высокотемпературный геотермальный резервуар Лардарелло является классическим примером резервуара с преобладанием пара. На месторождении эксплуатируется около 200 скважин, все они дают практически чистый пар.

Глубинный резервуар Лардерелло имеет температуру 300–350 °C и давление 4–7 МПа на всей площади своего распространения. Он представляет собой огромную

геотермальную систему, площадью 400 км², расположенную под малоглубинными карбонатными резервуарами и также под зонами, где термальный градиент вблизи дневной поверхности был очень небольшим без присутствия источников или газовых поверхностных проявлений.

Резервуар расположен в зонах дробления метаморфического палеозойского фундамента, который образует здесь «структурное поднятие» (филлиты, слюдистые сланцы и гнейсы). Кровля метаморфической толщи образует структурное поднятие (СЗ-ЮВ направления), и нигде в районе не обнажается. Эта толща приподнята в районе Монтиери–Чиюздино (Montieri–Chiusdino) и, по-видимому, это поднятие связано с неглубокой большой гранитной интрузией.

Первая геотермальная скважина была пробурена в 1932 г., но продуктивный неглубокий карбонатный резервуар Тосканского Покрова (Tuscan Nappe) был пробурен в 1926 г. Интенсивная эксплуатация производилась на площади 180 км² до конца 70-х гг., когда были достигнуты пределы неглубокого продуктивного резервуара. Давление в этом резервуаре снизилось в результате долговременной промышленной эксплуатации и находится в пределах 2.5–0.7 МПа, а в некоторых местах еще с более низкими значениями (*Bertani et al.*, 2005).

В процессе длительной эксплуатации месторождения наблюдается привлечение холодных вод из периферийных участков к контуру эксплуатационных скважин. Это проявляется увеличением содержания трития (*Ceoccarelli*, 1987).

Примерами инфильтрации холодной воды на геотермальных месторождениях на Камчатке (Россия) являются Мутновское и Паужетское (*Kiryukhin et al.*, 2004, 2008, 2018).

Паужетская ГеоТЭС – первая в нашей стране геотермальная электростанция. Она построена в 1966 г. в южной части Камчатки на р. Паужетка в 30 км от берега Охотского моря и в 270 км к югу от г. Петропавловск-Камчатский. За 55 лет пробурено 45 разведочных скважин глубиной 220 – 1205 м, из которых десять эксплуатируются как добычные и одна как реинжекционная. В настоящее время фактическая максимальная располагаемая мощность ГеоТЭС составляет 5.6 МВт (*Бутузова*, 2020).

Согласно результатам моделирования, а также данным об изотопном составе Н₂О (Т, D, О¹⁸) и анализу баланса хлора, приток метеорных вод на Паужетском месторождении составляет 30% от общего объема извлеченного флюида. Это

установлено не только в бывшей области разгрузки существовавших ранее горячих источников, но и, главным образом, в районе ликвидированных скважин, где до начала эксплуатации никакой естественной разгрузки не наблюдалось. Изотопный состав воды добычных скважин по состоянию на 2005 г. соответствовал составу воды р. Паужетка. Отсюда можно сделать вывод, что некоторые (плохо зацементированные) из ликвидированных скважин могут служить путями инфильтрации метеорных вод в резервуар, что должно вызывать охлаждение продуктивных зон и отрицательно влиять на параметры продуктивности. (*Кириухин и др., 2014*). Два гейзера Паужетского геотермального поля, известные с 1738 г., исчезли в 1978 г. в результате понижения давления в резервуаре и притока холодной воды, вызванного эксплуатацией (*Кириухин и др., 2014*).

Мутновское месторождение относится к Мутновско-Жировскому геотермальному району и расположено в 70 км от г. Петропавловск-Камчатский. На месторождении работает две геотермальные станции. Верхне-Мутновская ГеоТЭС, мощностью 12 МВт, в 1999 г. была пущена в промышленную эксплуатацию. Мутновская ГеоТЭС, установленной мощностью 50 МВт, была пущена в эксплуатацию в 2002 г.

Нисходящая инфильтрация в Мутновский геотермальный резервуар косвенно подтверждается данными по газовому составу флюида из эксплуатационных скважин, в котором после начала эксплуатации возросла доля метеорных газов и отмечено снижение концентрации хлорид-иона. Помимо ликвидированных скважин – «потенциальных агентов инфильтрации», областью питания продуктивного резервуара может также служить искусственно запруженное озеро Утиное. Оно находится на бывшем участке термальной разгрузки, который гидравлически связан с резервуаром, залегающим на 500 м глубже (*Кириухин и др., 2014*).

Наиболее ярким примером влияния холодной воды на работу гейзеров является Ораке-Корако (Orakei Korako), бывшее гейзерное поле в Новой Зеландии (*Lloyd, 1972*), которое в 1961 г. было затоплено в пользу гидроэлектростанции мощностью 50 МВт. В результате затонул самый мощный в мире гейзер Мингинуи (Minginui Geyser).

1.5 Примеры моделирования притока метеорных вод в двухфазные резервуары

Численное моделирование в настоящее время является эффективным инструментом для анализа процессов тепло- и массопереноса в геотермальных резервуарах.

Оценка величины притока метеорных вод была дана в работе (*Кирюхин, 1982*) – для Паужетского геотермального месторождения (Камчатка), эксплуатирующимся с 1966 г. Использована схема «большого колодца», размещенного в центре водозабора, с дебитом, равным суммарному дебиту всех эксплуатационных скважин. В схему включены два водоупорных слоя – верхний и нижний, разделяющий первый и второй от поверхности продуктивные пласты, связанные друг с другом только зонами локальной трещиноватости. Предполагается, что эксплуатационные ресурсы состоят из ресурсов с глубины, ресурсов, привлекаемых за счет сработки упругих запасов в верхнем продуктивном пласте и ресурсов, перетекающих из аллювиальных отложений. Изучение условий водного питания показало, что из общего числа 10% воды поступает в эксплуатационные скважины из-за недостаточно глубокой обсадки, 3% – за счет перетекания грунтовых вод через верхний водоупор.

С использованием программы TOUGH2 была создана трехмерная модель Паужетского месторождения, отражающая данные о естественном состоянии (до разработки) и данные по эксплуатации за 1960–2006 гг. (*Кирюхин и др., 2010*). Установлено, что значительный приток метеорных вод в Паужетский геотермальный резервуар, составляющий 30% от общего объема добычи флюидов, происходит не только в районах бывшего выхода горячих источников, но и в районах заброшенных скважин, где до начала эксплуатации не наблюдалось естественного стока. Это означает, что метеорная вода может просачиваться в пласт через плохо зацементированные заброшенные скважины, охлаждать зону добычи и негативно влиять на производственные параметры.

С началом устойчивой эксплуатации Мутновского геотермального месторождения (Камчатка) появилась возможность воспроизвести на модели и проверить концептуальную модель теплопереноса в резервуаре Дачный с использованием пакета программ TOUGH2 (*Кирюхин, 2002*). В результате модель естественного состояния была усовершенствована, оценены расходы восходящего и нисходящего потоков. Было рассмотрено несколько сценариев двадцатилетней эксплуатации Мутновского

геотермального месторождения, в том числе с учетом возможного притока холодных вод из окружающих массивов.

Многовариантное моделирование эксплуатации участка Дачный Мутновского геотермального месторождения позволило уточнить условия обеспечения паром Мутновской ГеоЭС мощностью 50 МВт, в течение 15 лет, с использованием семи дополнительных скважин на участке Дачный. При наиболее вероятном сценарии моделирования предполагается, что эксплуатация месторождения сопровождается притоком сверху в гидротермальный резервуар инфильтрационных вод метеорного происхождения (модельная оценка расхода составляет 60 кг/с). Это подтверждается наблюдаемым снижением доли пара в течение первых четырех лет эксплуатации (Кирюхин и др., 2014).

1.6 Термогидродинамическое моделирование условий формирования Долины гейзеров

Для выяснения условий формирования гидротермальной системы Долины гейзеров в целом, применялось 0D, 2D и 3D термогидродинамическое моделирование.

В работе (Kiryukhin et al., 2012) обсуждается трехмерная модель, включающая основные термопроявления Долины гейзеров: Нижнее и Верхнее Гейзерные поля. Границы модели проходят вдоль края Узон-Гейзерной кальдеры, р. Шумная, водораздела бассейнов рек Гейзерная и Шумная, бассейна р. Гейзерная выше по течению от Верхне-Гейзерного поля и замыкают модель вдоль границы кальдеры. Термогидродинамическое TOUGH2 моделирование с модулем состояния EOS3 показало, что за 20–30 тыс. лет при притоке теплоносителя 250–270 кг/с с энтальпией 900 кДж/кг в бассейне Долины гейзеров могла образоваться гидротермальная система с наблюдаемым расходом разгрузки. На модели притоки теплоносителя определены под Нижним и Верхним Гейзерным полями, метеорное водное питание определено на риолит–дацитовый экструзии горы Гейзерная.

В работе (Kiryukhin et al., 2018) обсуждается двухэлементная модель, разработанная для объяснения изменений в химическом составе воды гейзера Великан (снижение содержания хлора, исчезновение HCO_3 и повышение температуры на дне канала). Используются модули состояния TOUGHREACT-ECO2N (Sonnenenthal et al., 2014; Xu et al., 2011) и TOUGH2-EOS1+tracer. Модель достаточно хорошо согласуется с данными

наблюдений: она объясняет уменьшение глубинного компонента (Cl) и исчезновение HCO_3 после 2014 г., как результат притока речной воды с высоким pH, а также повышение температуры дна гейзера из-за падения парциального давления CO_2 .

В работе (Кирюхин, 2020) обсуждается TOUGH2-модель для описания термогидродинамических процессов в канале гейзера Великан до оползня 3.01.2014 г. Моделирование выполнено с целью понимания механизма цикличности гейзера при задании внешних циклических граничных условий. Калибровка модели осуществлялась по наблюдаемым температурным изменениям в канале гейзера. Геометрия канала была определена как открытый кверху конус объемом 18.9 м^3 . Канал гейзера состоит из 11 параллелепипедов. Нижний элемент модели соединен с резервуаром большого объема и постоянной температурой 110°C , а верхний элемент соединен с элементом разгрузки, где заданы атмосферные условия самоизлива. Так же был задан постоянный приток горячей воды и циклический приток CO_2 в основании канала. TOUGH2-моделирование с модулем состояния EOS2 показало возможность воспроизведения на модели фактических данных по изменению температуры в канале гейзера Великан.

Там же (Кирюхин, 2020) обсуждается двухмерная профильная модель, созданная для выяснения условий водного и теплового питания/разгрузки продуктивного Гейзерного резервуара в Долине гейзеров в естественных условиях, а так же для оценки влияния озера Подпрудное-1 на режим деятельности гейзеров. Используется модуль состояния EOS1+tracer, который позволяет воспроизвести транспорт химического трассера (в модели хлорид-ион). Размеры модели продуктивного резервуара в горизонтальной плоскости $1000 \times 100 \text{ м}$, подошва малоглубинного резервуара расположена на абсолютной отметке $+350 \text{ м}$, а кровля определена топографической поверхностью. Моделирование естественного состояния показывает достаточно равномерное распределение температуры и концентрации хлора в Гейзерном резервуаре. Глубинный приток практически полностью перехватывается гейзерами-скважинами. Инжекция холодной воды после образования оз. Подпрудное-1 задана как фиксированное состояние в каналах затопленных гейзеров, при этом возрастание давления на модели на отметке $+370 \text{ м}$ оценивается в 3.5 бар. Время моделирования – 3 года, до того момента, когда уровень озера опустился ниже отметки гейзера Большой, после чего он возобновил свою деятельность. На модели он был переключен из режима инжектора в «скважину на самоизливе», после чего прогон модели продолжился еще на

4 года. Один из сценариев предполагал также дополнительную инъекцию в последние 4 года моделирования в верхнем течении р. Гейзерная, которая могла быть вызвана нарушением целостности силикатного водоупора на дне реки паводковыми селевыми потоками. Оба сценария показали значительное возрастание разгрузки гейзера Большой, а последний сценарий дополнительно показал увеличение разгрузки гейзера Великан. На модели не обнаружено уменьшение концентрации хлорид-иона в гейзере Большой. Все сценарии прогнозируют появление новой термальной разгрузки на левом берегу р. Гейзерная, что подтверждается фактическими данными.

1.7 Гейзерные поля мира

Гейзерные поля – достаточно редкое явление на Земле. Всего на данный момент известно пять таких мест – Эль-Татио на границе Чили с Боливией, долина Хаукадалур в Исландии, долина Ваймангу в Новой Зеландии, национальный парк Йеллоустоун в США и Долина гейзеров в России (п-ов Камчатка) (рисунок 1.2). Их редкость обусловлена, возможно, особыми условиями, необходимыми для образования гейзерных полей. Это и приток воды, и источник тепла, превращающий воду в пар, и проницаемая система, обеспечивающая стабильные циклы извержений, и наличие водоупорной толщи. Далее в работе будут рассмотрены все вышеперечисленные гейзерные поля, особое внимание будет уделено объекту исследования – гидротермальной системе Долины гейзеров, Кроноцкий заповедник, полуостров Камчатка.



Рисунок 1.2 – Гейзерные поля мира. 1 – Долина гейзеров, Камчатка, Россия; 2 – долина Ваймангу, Новая Зеландия; 3 – Эль-Татио, Чили; 4 – национальный парк Йеллоустоун, США; 5 – долина Хаукадалур, Исландия

1.7.1. Йеллоустонский национальный парк, США

Йеллоустонский парк расположен на высоком вулканическом плато, которое находится на территории активного растяжения земной коры. Это плато и прилегающий к нему регион на западе были наиболее сейсмически активной областью Скалистых гор в историческое время (*Smith, 1982*). Согласно (*Christiansen, 1984*) вулканизм в Йеллоустонском регионе был активным в течение последних 2.2 млн. лет, изверженные лавы и туфы были преимущественно риолитовыми и в меньшей степени базальтовыми. Крупные кальдерообразующие извержения кремнистой пирокластики произошли около 2.0, 1.3 и 0.6 млн. лет назад, и каждому из них предшествовали крупные извержения риолитовой лавы.

Температуры, превышающие 350 °С, существуют на очень малых глубинах. Объединенные геологические и геофизические данные поддерживают модель, в которой большой резервуар силикатной магмы подстилает большую часть Йеллоустонской кальдеры на глубине от 5 до 10 км и, возможно, на глубине до 3 км, под частью

восточной половины кальдеры (*Stimac et al., 2001*). Этот резервуар является источником сейсмической активности, деформации грунта и гидротермальной активности (*Smith et al., 2009*)

Активные и недавно активные гидротермальные объекты находятся в пределах Йеллоустонской кальдеры возрастом 0.6 млн. лет, около внешней границы основного кольцевого разлома или на окраинах двух возрождающихся куполов. Кроме того, ярко выраженная гидротермальная активность проявляется в виде линейной полосы вдоль системы разломов, протянувшейся на север от бассейна Норрис Гейзер (Norris Geyser Basin) через Мамот Хот Спрингс (Mammoth Hot Springs) (рисунок 1.3).

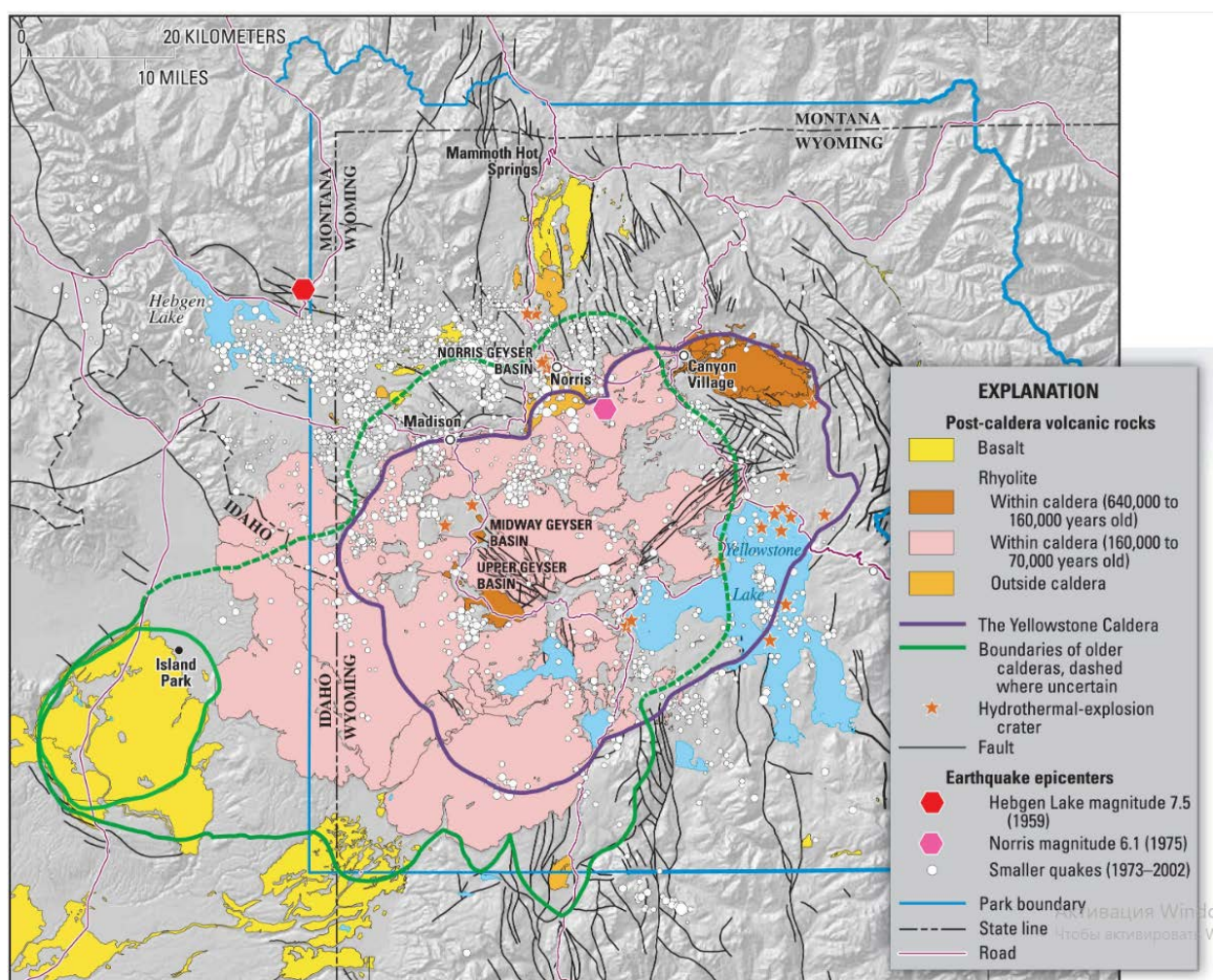


Рисунок 1.3 - Упрощенная карта Йеллоустонской кальдеры (источник: <https://www.usgs.gov/media/images/simplified-map-yellowstone-caldera>)

В Йеллоустонском национальном парке имеется множество хорошо развитых и сложных гидротермальных систем, которые различаются по химическому составу воды,

наличию и составу гидротермальных отложений, а также по характеру реакций гидротермального изменения (*Fournier, 1989*). Эти характеристики зависят от природы и проницаемости окружающих пород, а также от географического положения источника (выше или ниже уровня грунтовых вод). В Йеллоустонском национальном парке выделяется два основных типа гидротермальных систем, хотя некоторые системы более сложны и обладают характеристиками обоих типов (*White, 1957; Fournier, 1989; Lowenstern et al., 2012*). В системах с преобладанием жидкости горячие воды, поступающие из подземных высокотемпературных резервуаров, имеют тенденцию растворять породу. Воды, выходящие из таких систем, имеют нейтральную или щелочную реакцию, богаты Cl и SiO₂, выходят на поверхность на небольшой высоте и содержат аморфный кремнезем. В системах с преобладанием пара он поднимается из глубоководных гидротермальных резервуаров. Воды, выходящие из таких систем, находятся на большой высоте и представляют собой смесь грунтовых вод и конденсированного пара. Как правило, они содержат большое количество кислоты и SO₄ и способны превращать поверхностный слой в глину (*Bouligand et al., 2014*).

Типичным проявлением высокотемпературной гидротермальной разгрузки являются горячие источники, некоторые с гейзерной активностью, которые выделяют значительное количество нейтральной или слабощелочной воды. Термальные воды, как правило, появляются там, где разломы пересекают топографически низкие котловины, гидротермальная активность наиболее выражена на стыках разломов. Воды в основном богаты хлоридами и содержат кремнистый агломерат, который с годами накапливается в виде толстых насыпей и террас. Однако встречаются кислотно-сульфатные кипящие бассейны (с небольшим объемом разгрузки воды или без нее) и грязевые котловины в некоторых гейзерных бассейнах. На площади около 9000 км² расположено более 10 000 геотермальных объектов (*McCleskey et al., 2019*).

Крейг и др. (*Craig et al., 1956*) сравнили стабильные изотопы в йеллоустонских термальных водах с таковыми в местной метеорной воде и пришли к выводу, что любой возможный вклад магматической воды составляет менее нескольких процентов. Неопубликованные результаты анализа стабильных изотопов обширного набора образцов, собранных и проанализированных Робертом О. Рье, показывают, что наиболее вероятная зона подпитки глубинного компонента геотермальной воды находится в

горных районах к северу и северо-западу от кальдеры, где каждую зиму скапливается глубокий снег (*Fournier, 1989*). Согласно последним опубликованным данным (*Hurwitz et al., 2025*), концентрация стабильных изотопов воды ($\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$) и трития (^3H) в водах горячих источников соответствует вкладу метеорных вод, поступающих в недра на всей территории вулканического поля Йеллоустонского плато. Большая часть воды в гидротермальной системе Йеллоустоун пополняется за счет более проницаемого и трещиноватого туфа Лава-Крик возрастом 0.631 млн. лет. Стратиграфия потоков риолита, образовавшихся после кальдеры, оказывает значительное влияние на пути движения грунтовых вод, состав стабильных изотопов и концентрацию трития. Воды, вытекающие из более древних риолитовых потоков Верхнего бассейна (возрастом ~580–255 тыс. лет), имеют более высокую температуру и значительное отклонение $\delta^{18}\text{O}$ от линии метеорных вод, а концентрация ^3H составляет менее 1 тритиевой единицы. Значения $\delta^{18}\text{O}$ термальных вод, вытекающих по краям гейзерных бассейнов из более молодых риолитов Центрального плато (возрастом ~160–70 тыс. лет), близки к средней мировой линии, а концентрация трития составляет более 1 тритиевой единицы. Изотопный состав метеорных вод подвержен значительным сезонным и межгодовым колебаниям, в то время как изотопный состав воды в горячих источниках меняется незначительно – соответственно вода в недрах хорошо перемешана.

1.7.2 Эль Татио, Чили

Эль-Татио (El Tatio) - одно из крупнейших гейзерных полей в мире (рисунок 1.4). Геотермальная активность Эль-Татио тесно связана с вулканизмом, развившимся в результате субдукции океанической плиты Наска под южноамериканскую континентальную плиту, где крупные магматические интрузии и извержения образовали провинцию огромных вулканических отложений, называемую вулканическим комплексом Альтиплано-Пуна (Altiplano–Puna) (*De Silva, 1989*). Несколько крупных извержений тефры и игнимбрита за последние миллионы лет создали вулканический комплекс Альтиплано-Пуна с кальдерами диаметром более 10 км (*Zandt et al., 2003*).

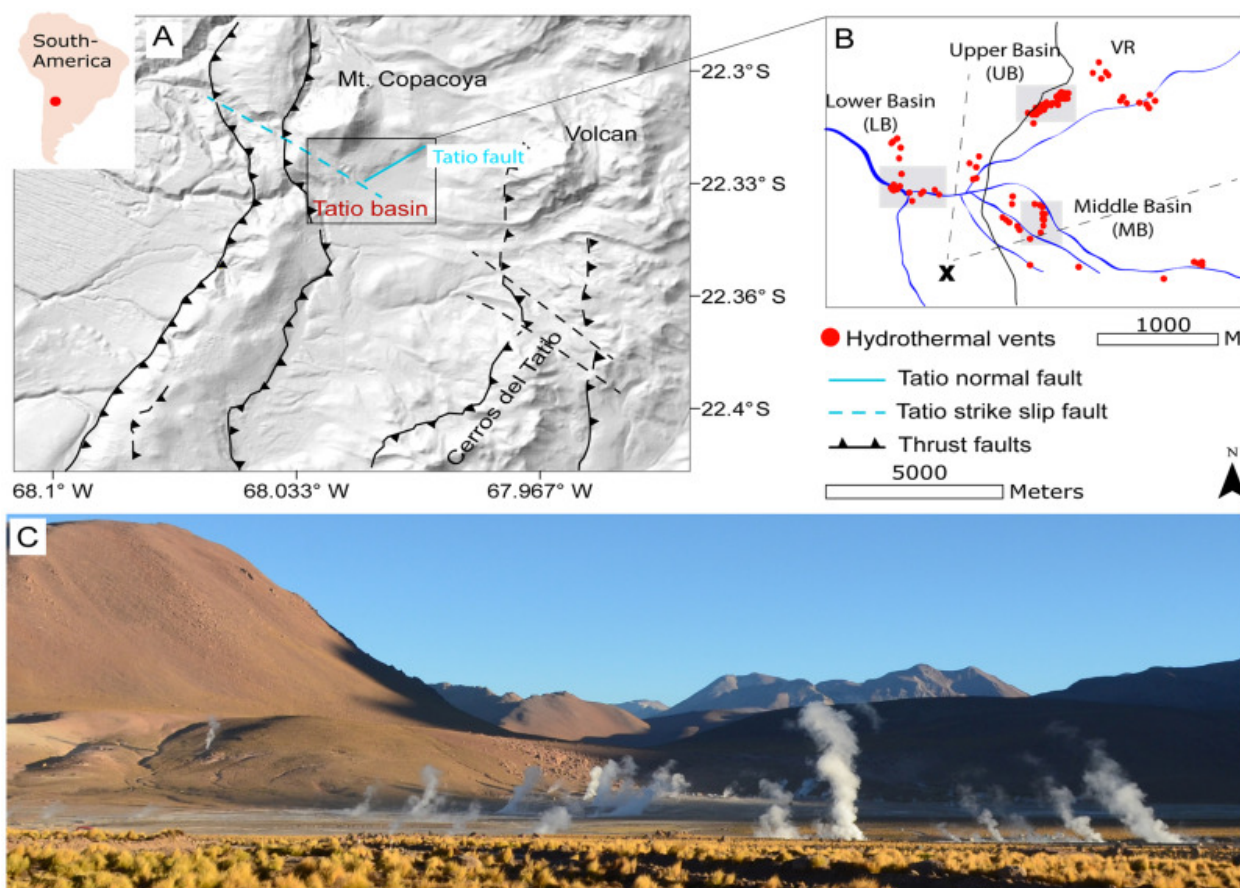


Рисунок 1.4 - Геотермальное поле Эль-Татио с упрощенной тектонической картой (по Lucchi F., 2009). Синие линии обозначают два локальных разлома, относящихся к Эль-Татио. На вставке показано местоположение в Чили. (B) Пространственное расположение поверхностных гидротермальных проявлений. (C) Фотография, на которой показаны места испарения и расположение горячих источников и гейзеров в верхнем бассейне, вид с юго-запада (Müller et al., 2022)

Стратиграфия геотермального месторождения Эль-Татио хорошо изучена с помощью разведочных и эксплуатационных скважин. Фундамент вулканических пород состоит из двух осадочных формаций: Ломас-Неграс и Сан-Педро. Формация позднего мелового периода Ломас-Неграс в нижней части фундамента состоит из песчаников и конгломератов, образовавшихся в результате обширного морского осадконакопления. Континентальная формация Сан-Педро, относящаяся к олигоцену и нижнему миоцену, залегает выше формации Ломас-Неграс (Marinovic, 1984) и состоит из песчаников и конгломератов с прослоями соли и гипса. Фундамент сильно смят и надвинут под действием сжимающих напряжений. Существует вулканическая последовательность, которая в значительной степени перекрывает осадочный фундамент. Эта последовательность разделена на два периода вулканической активности. Первый

период извержений начался в эпоху миоцена с образованием стратовулкана Тукле. В то же время в результате высокоэнергетических взрывов образовались обширные пласты игнимбритов, в том числе игнимбриты Рио-Саладо и Сифон (*Guest, 1969, Marinovic, 1984, S. de Silva. 1989*). После этого наступил период почти полного вулканического покоя, с позднего миоцена до плейстоцена. Покой был прерван плиоценовым игнимбритом Пурипикар (*Guest, 1969*). Первоначальные интерпретации геологических данных, полученных из скважин, показали, что игнимбрит Пурипикар образует неглубокий геотермальный резервуар под геотермальным полем Эль-Татио. Самый последний период извержений произошел в плейстоцен-голоценовый период и, как считается, является источником тепла для геотермальной системы Эль-Татио-Ла-Торта. Он начался 0.8 млн. лет назад с образования лавовых куполов Нераль-де-Хауна и Серро-Негро, а также нижней части стратовулканов вокруг Эль-Татио (*Lucchi, 2009*). Затем образовался влк. Токорпури, и отложился игнимбрит Эль-Татио. Следующий этап включал в себя наиболее интенсивный вулканизм в этом регионе, кульминацией которого стало образование верхней части стратовулканов вокруг Эль-Татио и вулканическая активность стратовулкана Токорпури.

Поле Эль-Татио расположено в вытянутом тектоническом грабене, заполненном игнимбритами и тефрой толщиной до 2000 м, перекрытых ледниковыми отложениями, образующими бассейн длиной 6 км и шириной 4 км (*Procesi, 2014*). В бассейне Эль-Татио доминируют две основные структуры разломов (рисунок 1.9): северо-западный разлом, называемый разломом Татио (Tatio), и юго-северо-западный левый боковой поперечный разлом, который пересекается на западном краю геотермальной зоны Эль-Татио (*Lahsen, 1976; Lucchi, 2009, Montecinos-Cuadros., 2021*). Эти разломы являются естественными границами, которые в настоящее время имеют значение для подземных путей геотермально нагретых вод, усиливающих боковой поток, а также для подъема и вытеснения геотермальных вод на поверхность (*Lucchi., 2009, Montecinos-Cuadros, 2021*).

Термальные проявления Эль-Татио активны на протяжении 27 тыс. лет (*Munoz-Saez C., 2020*). Геотермальное месторождение Эль-Татио включает в себя более 85 фумарол, 62 горячих источника, 40 гейзеров и 5 грязевых вулканов на площади 30 км². рН термальных вод колеблется от 5.5 до 8.2. Состав термальной воды имеет на высокую концентрацию Cl⁻ и Na⁺, которые достигают 18000 мг/л и 10000 мг/л соответственно, и

низкую концентрацию SO_4 (<50 мг/л). Геохимические характеристики горячих источников и гейзеров в Эль-Татио указывают на метеорное происхождение гидротермальных флюидов (Munoz-Saez C., 2018). В работах (Giggenbach W.F., 1978; Healy J., 1973; Zandt G., 2003) предполагается, что основное питание метеорными водами происходит на расстоянии 15–20 км к востоку и юго-востоку от зоны гейзеров, а недавними исследованиями выявлено, что область питания находится на высоте более 5000 м (Munoz-Saez C., 2018). Несмотря на то, что в северной части Чили очень сухо и жарко, в высокогорных районах в течение каждого лета в южном полушарии происходит значительное пополнение запасов воды, а количество осадков составляет около 150–300 мм в год в зависимости от конкретного местоположения. В районе предполагается наличие трех гидрологических бассейнов - Эль-Татио, Ла-Торта и кальдера Токорпури (Salisbury, 2011) (рисунок 1.5).

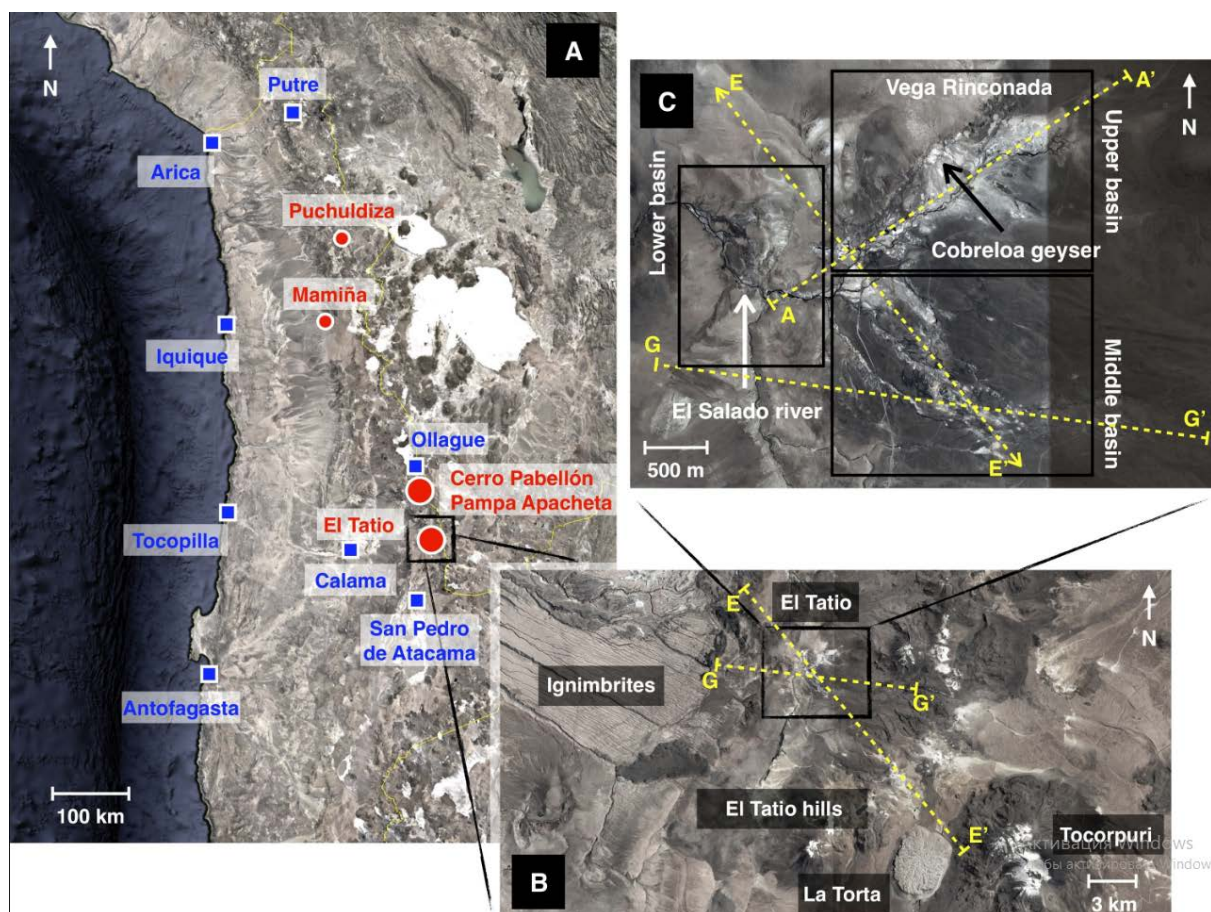


Рисунок 1.5 - Северная часть Чили и расположение основных геотермальных полей, в том числе Эль-Татио. На рисунке А синими квадратами обозначены города и небольшие населенные пункты (Путре и Ольягу), а красными кружками — геотермальные зоны: маленькие кружки обозначают низкую степень геотермальной освоенности, а большие кружки — важную геотермальную инфраструктуру. Область Эль-Татио/Ла-Торта показана на рисунке В в увеличенном масштабе. Рисунок С – область Эль-Татио

В работе (Cortecchi, 2005) утверждается, что геотермальные флюиды представляют собой смесь магматических и метеоритных вод из двух разных, но соединенных резервуаров с температурой 270 °С (главный резервуар А, предположительно расположенный ниже Ла-Торты, соединенный с резервуаром В ниже Эль-Татио) и 160 °С (вторичный резервуар С, ниже Эль-Татио). В работе (Letelier, 2021) предполагается, что под зоной Эль-Татио – Ла-Торта находится сложная система резервуаров (обозначены буквами А, В, С на рисунке 1.6). Резервуар С – хлоридно-бикарбонатный, теплообмен в нем контролируется северо-западными разломами. Геотермальные флюиды в резервуар В поступают из резервуара А. Такие флюиды достигают зон, ограниченных низкопроницаемым смектитовым глинистым слоем. Сеть трещин в глинистом слое, связанная с левосторонними разломами северо-западного простирания и надвиговыми разломами северо-западного простирания, обеспечивает эффективные пути для субгоризонтальной циркуляции флюида и субвертикальные пути через резервуар С, по которым флюид достигает поверхности. С другой стороны, резервуар А накапливает флюид благодаря горизонтальным пустотам, образованным N-образными надвиговыми разломами. Существуют два временных масштаба: время пребывания t_1 флюидов в бассейне Токорпури, и время пребывания t_2 флюидов в бассейне Эль-Татио. На основе измерений содержания трития в термальных водах (Munoz-Saez, 2018) минимальное время миграции метеорных вод от бассейна Токорпури до термального поля Эль-Татио составляет $t_1 \geq 60$ лет, тогда как $t_2 < 60$ лет. Кальдера Токорпури предполагается в качестве основного водосборного бассейна.

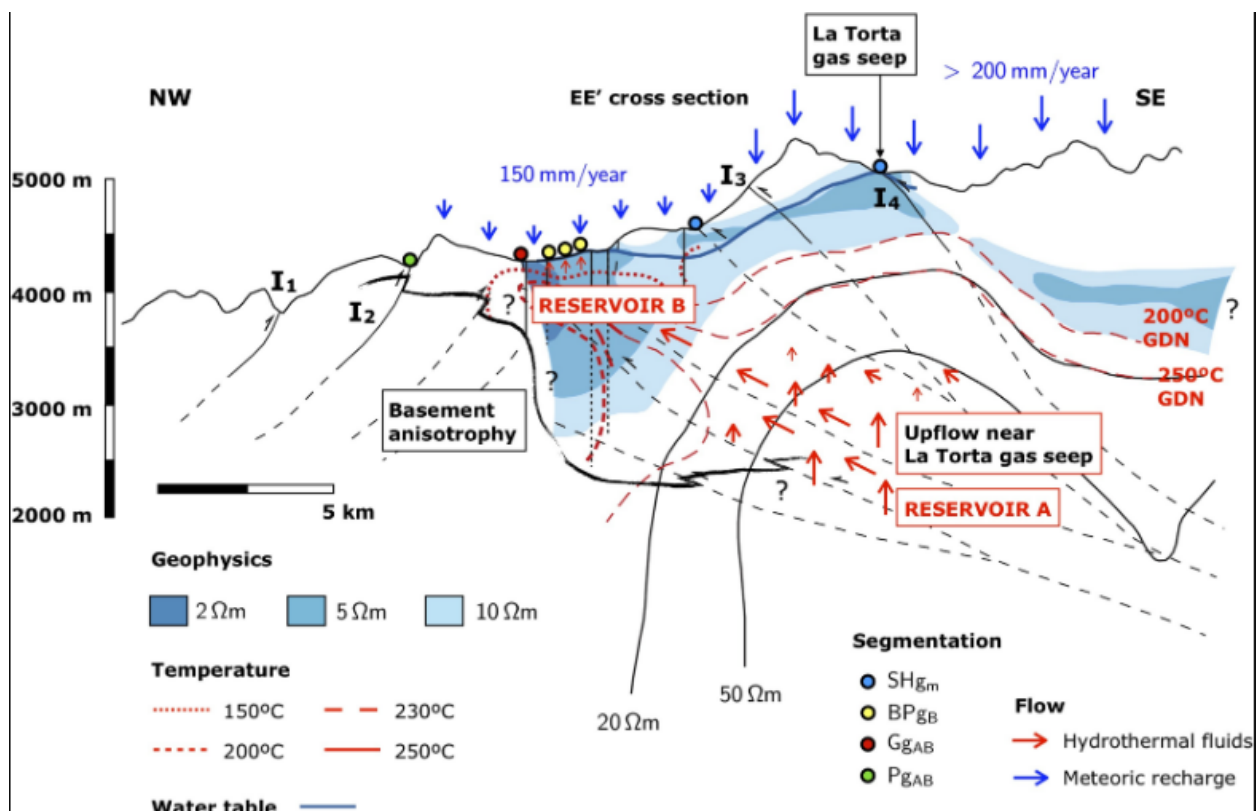


Рисунок 1.6 - Концептуальная модель для поперечного сечения EE' (рисунок 1.5). Восходящий поток находится под Ла-Тортой. Расположение резервуаров А и В показано, резервуар С расположен над резервуаром В. Pg_{AB} – периферийная группа источников, питаемая резервуарами А и В, Gg_{AB} – гейзеры, питаемые резервуарами А и В, BP_{gB} – кипящие бассейны, питаемые резервуаром В, SH_{gm} – вода, нагретая паром, питание за счет метеорных вод. (Letelier, 2021)

1.7.3 Долина Хаукадалур, Исландия.

Геотермальное поле Хаукадалур (Haukadalur), Исландия, расположено на высоте около 100 м над уровнем моря, вытянуто в северо–западном направлении, субпараллельно простирацию основных структур разломов этого региона (Walter, 2018). На поле Хаукадалур находятся два знаменитых гейзера, Большой Гейзер (Great Geyser) и Строккур (Strokkur) (рисунок 1.7), которые являются одними из самых посещаемых природных туристических достопримечательностей Исландии. На поле также находятся сотни термальных источников, расположенных на площади $\sim 3 \text{ км}^2$ в направлении с северо-востока на юго-запад и с севера на юг. Тейфохронологические исследования показали, что гидротермальное поле активно, по меньшей мере, 8000 лет (Torfason, 1985). На протяжении всей известной истории активность Большого Гейзера возобновлялась после сильных землетрясений, а затем постепенно снижалась и прекращалась (Pálmason, 2002, Torfason, 1999). Почти весь XX век (1915–2000 гг.)

Большой Гейзер оставался неактивным, если только извержения не вызывались искусственно с помощью мыла или понижения уровня грунтовых вод (*Pálmason, 2002*). Два крупных землетрясения в июне 2000 г. возобновили его активность, и Большой Гейзер стал извергаться почти ежегодно. Извержения Строккура отличаются от извержений Большого Гейзера и характеризуются периодическими выбросами воды в воздух с небольшим количеством пара (*Torfason, 1999*). Предполагается, что гейзеры Строккур и Большой Гейзер развиваются вдоль вертикальных трещиноподобных труб, достигающих глубины не менее 20 м (*Pasvanoglu et al., 2000; Torfason, 1985; Walter, 2018*). Авторы работы (*Pasvanogl et al., 2020*) предполагают, что система подземных вод подпитывается метеорными водами, текущими с ледяного покрова Лангйокудль (*Langjökull*) на севере. Явные геохимические свидетельства показывают, что локально подземные воды взаимодействовали с кислыми магматическими телами в гидротермальном поле Хаукадалур.

Тепло, питающее гидротермальную циркуляцию, поступает из магматической системы, которая также питала несколько извержений в позднем плейстоцене (*Torfason, 1999*). Согласно (*Lupi M., 2022*), на гидротермальное поле Хаукадалур влияет тектоника растяжения, которая, возможно, способствовала появлению неглубоких интрузий, нагревающих грунтовые воды. Флюиды переходят в пар и накапливаются с глубины около 200 м в трещиноватых коллекторах. Насыщенные паром области имеют вытянутую форму и питают активные источники и фумаролы.

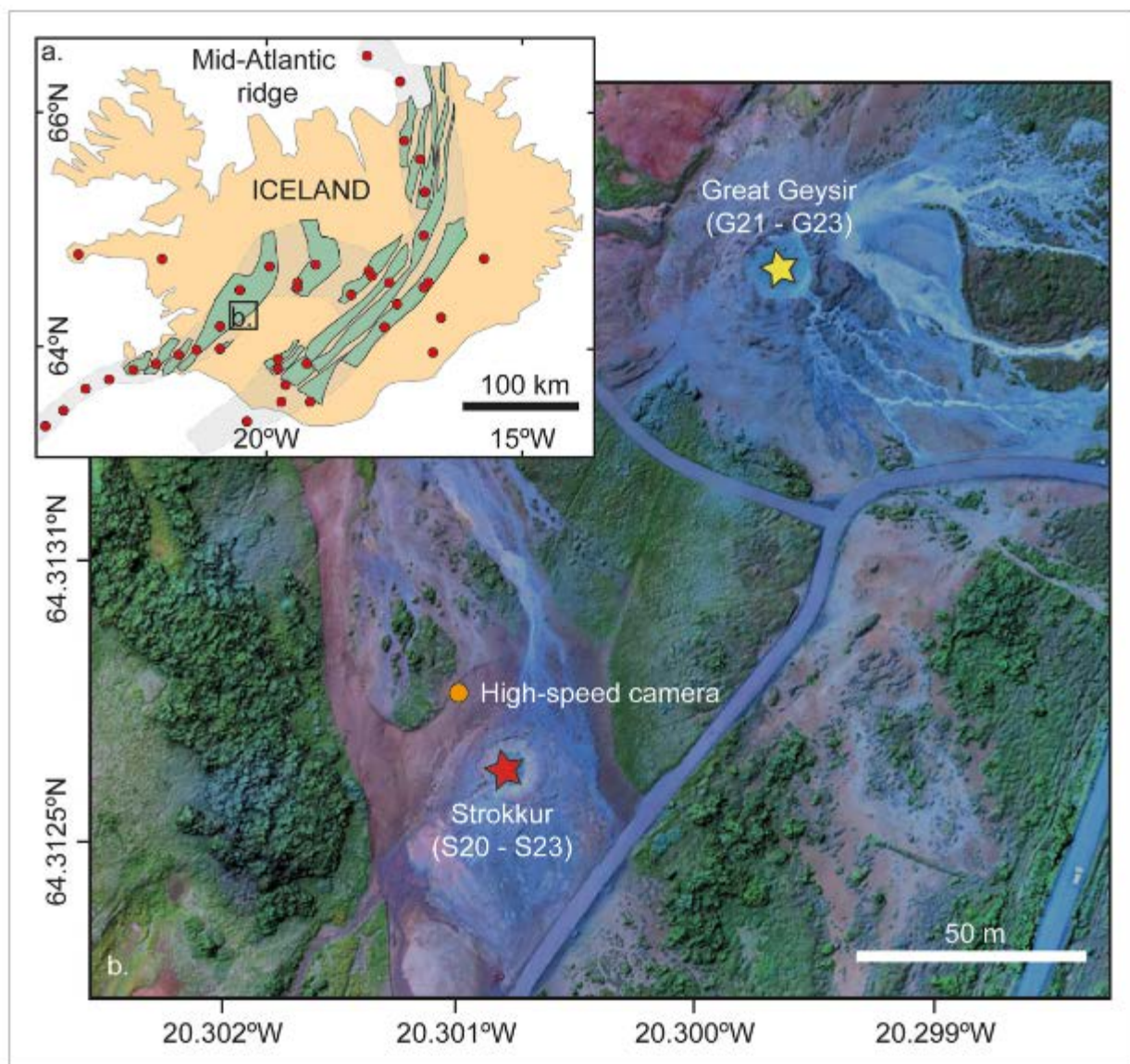


Рисунок 1.7 - А - карта Исландии с изображением основных вулканов (красные точки) и вулканических систем (зеленые области), связанных со Срединно-Атлантическим хребтом (светло-серые области), а также географическое положение долины Хаукадалур (черный квадрат). В - фотография части гидротермального поля Хаукадалур, реконструированная по снимкам, сделанным с дрона, с указанием местоположения Большого Гейзера (желтая звезда) и гейзера Строккур (красная звезда) (Collignon, 2023)

Соотношение δD - $\delta^{18}O$ для горячей и холодной воды в гейзерно-геотермальном поле указывает на то, что подземные воды имеют метеорное происхождение. Концентрация воды из горячих источников аналогична концентрации воды, происходящей из южной части ледникового покрова Лангйокюдля. Для вод источников характерна высокая концентрация фтора, что, вероятно, связано с реакцией с кислыми водовмещающими породами. Соотношения концентраций Ca/Mg, Na/K, F/Cl, Na/Cl превышают 1, что так же указывает на контакт с кислыми породами. Об этом же

свидетельствует довольно высокая концентрация бора, лития и мышьяка. Термальная вода классифицируется как бикарбонатно-натриевая с высоким содержанием фтора (*Pasvanoglu S., 2000*).

Предполагается, что разломы, простирающиеся с северо-северо-востока на северо-запад, влияют на область, фокусируя поток жидкости на поверхности. В частности, гейзеры Строккюр и Большой Гейзер расположены на крупном разломе и питаются кипящими флюидами, поднимающимися по субвертикальным каналам из общего резервуара. Температуры, измеренные внутри гейзеров, демонстрируют аналогичное колебательное поведение, но резервуары, по-видимому, не связаны между собой через неглубокие сообщающиеся пузырьковые ловушки (*Lupi M., 2022*).

1.7.4 Долина гейзеров Ваймангу, Новая Зеландия

Долина Ваймангу (Waimangu) расположена примерно в 10 км к юго-западу от влк. Таравера (Mount Tarawera). Этот вулкан хорошо известен своим извержением в июне 1886 г., которое стало крупнейшим извержением новозеландского вулкана за всю историю (*Soengkono, 2001*). Хотя Таравера является риолитовым вулканом, в результате извержения 1886 г. образовались базальтовые породы. Во время этого извержения базальтовая магма проникла в рифтовую зону Таравера и вызвала серию фреатомагматических и гидротермальных взрывов, которые распространились на юго-запад через оз. Ротомахана (Rotomahana) до Ваймангу (*Nairn, 1979, 1981; Walker, 1984*). Извержение вызвало формирование новой термальной активности вдоль долины к юго-западу от оз. Ротомахана, появление поверхностных проявлений поля Ваймангу, путем создания новых каналов как для восходящих горячих геотермальных флюидов, так и для нисходящей холодной воды (*Simmons, 1993*).

Долина состоит из многочисленных кипящих щелочно-хлоридных источников, горячих кислотно-сульфатных озер и агломерационных террас. Кроме того, у берега оз. Ротомахана есть дымящиеся скалы и несколько горячих источников на дне озера. Общая естественная тепловая мощность Ваймангу оценивается в 400 ± 100 МВт (*Bibby, 1994*).

Измерения удельного сопротивления в вулканической зоне Таупо, включающую геотермальные поля Ваймангу, Вайотапу (Waiotapu), Вайките (Waikite) и Репороа

(Репороа), выявили протяженную зону низкого удельного сопротивления. (Bibby, 1994). Потоки геотермальной воды следуют по естественным каналам отвода грунтовых вод в регионе. Эта система имеет большую протяженность с востока на запад (рисунок 1.8), причем большая часть системы расположена на возвышенностях к западу от долины Вайотапу. Химический анализ воды из скважин в долине Вайотапу показал, что вода смешанная, с примесью как глубинной составляющей, богатой хлором, так и грунтовых вод, нагретых паром. Гидротермальная система Вайотапу, по-видимому, находится на границе дренажа, и, таким образом, поднимающиеся геотермальные воды могут соединяться с грунтовыми водами, которые перемещаются как на север, так и на юг.

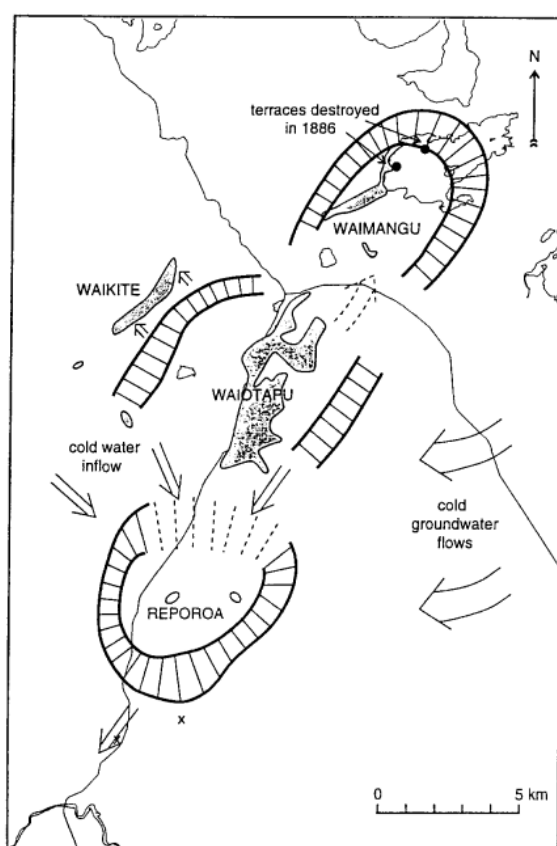


Рисунок 1.8 - Схема, показывающая приблизительную протяженность геотермальных систем Ваймангу, Вайотапу и Репороа, полученную на основе данных об удельном сопротивлении и предполагаемом движении геотермальных флюидов (Bibby, 1994)

В регионе расположены две крупные кальдеры: на юге - кальдера Репороа (Nairn, 1993) и кальдера Харохаро (Окатайна - Ōkataina) – на севере. Авторами в работе (Bibby, 1994) предполагается, что кальдеры содержат источник тепла и обеспечивают проницаемые пути (вдоль кольцевых разломов кальдеры), по которым геотермальные флюиды выходят на поверхность.

1.8 Выводы по главе I

1. Динамика изменения разгрузки глубинного теплоносителя Q_d характеризует изменения магматической активности в источнике теплового питания гидротермальной системы, что необходимо знать для обоснованного прогноза катастрофических геологических событий, инициированных магмо-гидротермальной активностью. Для оценки Q_d необходимы синхронизированные измерения расхода реки и концентрации хлорид-иона. Р. Гейзерная имеет сложное, меняющееся во времени сечение потока, характерное для горных рек. Гидрометрические методы оценки расхода реки имеют большую погрешность измерений и сложно осуществимы.
2. Мировой опыт эксплуатации геотермальных месторождений показывает, что инфильтрация метеорных вод в двухфазные резервуары негативно влияет на производство добычных скважин. Выражается это в падении давления в резервуаре, снижении выработки теплоносителя и, соответственно, снижении вырабатываемой мощности геотермальных станций. Термогидродинамическое моделирование может быть использовано для оценки влияния инфильтрации метеорных вод на режим разгрузки высокотемпературных гидротермальных резервуаров.
3. Гейзеры, как поверхностные проявления высокотемпературных гидротермальных систем, встречаются всего в нескольких местах на Земле. Несмотря на территориальную обособленность друг от друга, во многом такие гидротермальные системы схожи. Все они приурочены к зонам активного, «кислого» вулканизма, где широко распространены пемзы, риолиты и туфы, кроме Исландии, где преобладает базальтовый материал. Разгрузка горячей воды в гейзерном режиме наблюдается на пониженных участках рельефа. Водное питание обеспечивается метеорной водой, поступающей с близрасположенных вершин гор и хребтов, тепловое питание – от неглубоко залегающего магматического очага.

ГЛАВА 2 ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1 Гидротермальная система Долины гейзеров, Камчатка, Россия

Гидротермальная система Долина гейзеров расположена на полуострове Камчатка в Кроноцком государственном биосферном заповеднике (рисунок 2.1). Является частью Узон-Гейзерной кальдеры. Долина гейзеров была открыта в апреле 1941 г. геологом Кроноцкого заповедника Татьяной Устиновой и проводником Анисифором Крупениным.



Рисунок 2.1 – Долина гейзеров на карте России

Узон-Гейзерная депрессия представляет собой сложную кальдерную структуру, расположенную в центральном участке восточного побережья Камчатки.

В структурном отношении она приурочена к крупному прогибу мел-палеогенового фундамента, заполненному преимущественно неогеновыми вулканогенно-осадочными отложениями. В среднем-верхнем плейстоцене (от 180 до 35 тыс. лет назад) на этом участке произошло формирование многочисленных кальдер, образовались обширные покровы пемзовых туфов и игнимбритов. Образование кальдер не было одноактным, а происходило в течение достаточно длительного времени, со значительными перерывами.

Внутренняя восточная часть кальдеры практически полностью заполнена экструзивными куполами, а вдоль восточной ее границы протекает глубокий каньон с многочисленными источниками, в том числе гейзерами – Долина гейзеров. Далее на восток располагается сложный вулканический массив Кихпиныч, состоящий из нескольких сооружений.

Геологическому, гидрогеологическому изучению Долины гейзеров, исследованиям режима гейзеров и термальных источников, условиям теплового и водного питания посвящено много работ, выполненных, в том числе, и сотрудниками ИВиС ДВО РАН (*Устинова Т.И., 1955; Набоко С.И., 1954; Сугрובה Н., 1982; Леонов В.Л., 1982, 1989, 1991, 2001, 2004, 2017; Леонов А.В., 2012; Дроздин В.А., 2009; Сугробов и др., 2009; Белоусов А.Б., 2013; Кирюхин А.В., 2010, 2012, 2015, 2020; Рычкова Т.В., 2020 и др.*). Установлено, что гидротермальная система Долины гейзеров, с расходом около 300 кг/с и температурой воды 100 °С, имеет самую большую естественную разгрузку по сравнению с другими высокотемпературными гидротермальными системами Камчатки. Установлены режимы основных гейзеров и горячих источников, дана характеристика минералогического и химического состава гейзеритов. Составлены геологическая, геотермическая, гидрогеологическая, гидрохимическая карты, топографические карты масштабов 1:10000 и 1:2000. В ходе исследований обнаружена Долина Смерти в верховьях р. Гейзерная. В результате комплексных исследований предложена модель формирования гидротермальной системы Долины гейзеров и ее геологическая история, развиты представления о механизме действия гейзеров. Выполнены многочисленные химические анализы воды и растворенных газов гейзеров, описана химическая история основных гейзеров Долины. С использованием современных методов численного моделирования установлены условия газ-лифтного CO₂ механизма извержений гейзеров.

2.2 Геологическое строение

Русло р. Гейзерная вскрывает геологический разрез Узон-Гейзерной кальдеры в ее юго-восточном секторе. Вскрытые отложения имеют возраст от среднего плейстоцена до голоцена (*Леонов, 1989*). Они подразделяются на 5 комплексов (рисунки 2.2–2.4).

Докальдерный комплекс сложен разнообразными породами, преимущественно лавами и туфами андезитового и дацитового состава, которые сформировались до образования Узон-Гейзерной депрессии, возраст их от 40 до 140 тыс. лет (αQ_3^{1-2} , αQ_3^3 , и

Q_3^3 ust). Следующие два комплекса сформировались синхронно с образованием кальдеры. Наиболее ранний – бортовой – представлен многочисленными дайками, экструзиями и лавовыми потоками, имеющими состав от дацитов до риодацитов. Большая часть этих тел внедрилась по дуговым трещинам по краям Узон-Гейзерной кальдеры. Более поздний комплекс представлен взрывными отложениями – пемзами, бомбовыми туфами, игнимбритами. Формировался этот комплекс во время мощных взрывов, которые предшествовали образованию депрессии. Возраст этого комплекса определен радиоуглеродным методом и составляет 39600 ± 1000 лет (Q_3^4). Наиболее молодые отложения заполняют кальдеру и частично распространены по ее бортам. Они так же разделены на 2 комплекса, первый из которых представлен озерными отложениями. Это пемзовые слоистые туфы, содержащие слои брекчий и конгломератов. Второй комплекс, относящийся к посткальдерному комплексу, представлен лавами, которые имеют состав от андезитов до риолитов (αQ_3^4 , λQ_3^4). Наиболее распространены лавы риодацитового состава, которые слагают крупные вулканические постройки в районе (в том числе сопки Желтая и Гейзерная) (Сугробов и др., 2009)

Причиной формирования Узон-Гейзерной кальдеры явились мощные эксплозивные извержения, которые сопровождалось выбросом на поверхность огромного количества пирокластического материала. В результате произошло опустошение магматических камер и проседание поверхности по кольцевым разломам. Изолированная депрессия в первое время представляла собой изолированный водный бассейн, в котором происходило накопление озерных вулканогенно-осадочных отложений. Около 9–12 тыс. лет назад заложились «новейшие» разломы север-северо-восточного простирания, в результате чего юго-восточный борт депрессии был разрушен и в нем образовался глубокий каньон. По краям депрессии сформировались глубокие долины рек Шумная и Гейзерная. К середине голоцена, 5–6 тыс. лет назад, р. Гейзерная разрушила южный борт озерного бассейна и приобрела современный облик крутостенного каньона, протягивающегося дугой вдоль восточного борта Узон-Гейзерной кальдеры (Сугробов и др., 2009).

Геологическая карта кальдеры Узон-Гейзерная, представленная на рисунке 2.2, была составлена на основе трех источников: карта Г.Ф. Пилипенко (Пилипенко, 1973), карта В.Л. Леонова (личн.сообщ. 2008), и Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000.

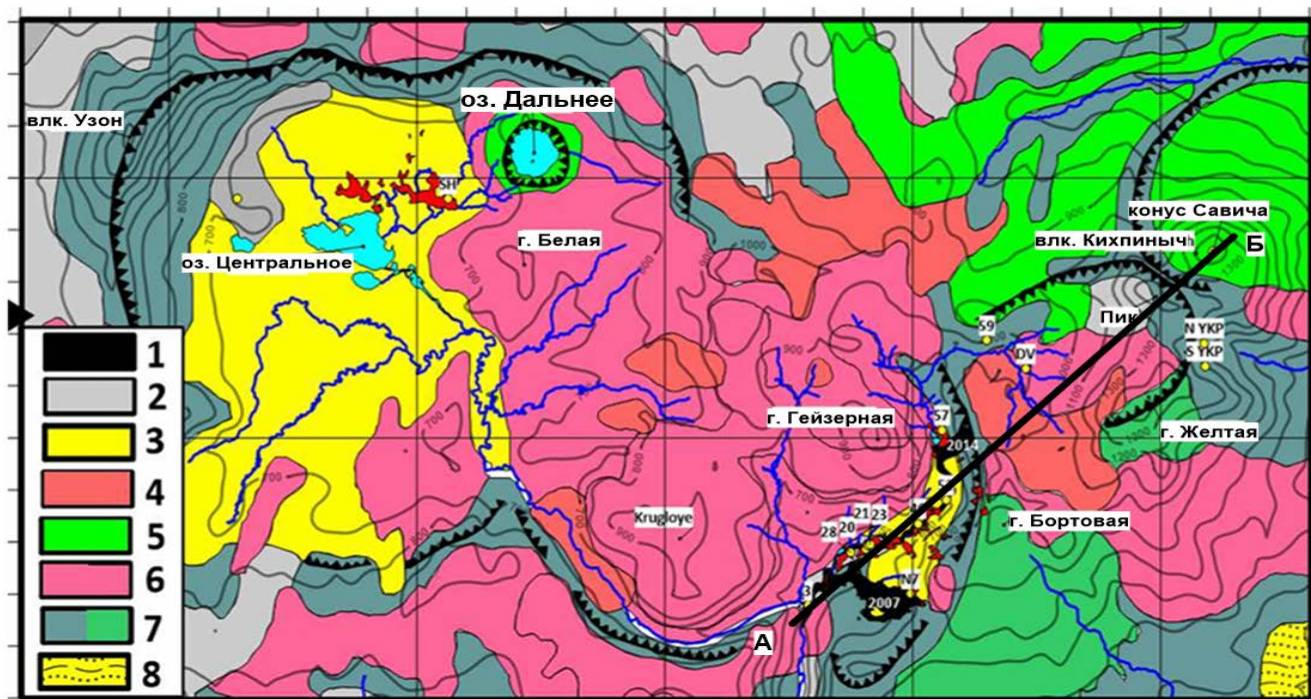


Рисунок 2.2 – Геологическая карта Узон-Гейзерной кальдеры (п-ов Камчатка). Красные области – тепловые аномалии, выявленные ИК-съемкой 2009 г. (Кириухин и др., 2015); желтые кружки с номерами соответствуют термопроявлениям, нумерация обозначений приведена в таблице 2.1. Масштаб оси 1 км. Условные обозначения: 1 – отложения катастрофического оползня 2007 г. и селя 2014 г.; 2 – водоносные горизонты лавинных, аллювиальных и флювиогляциальных отложений Q_{3-4} ; 3 – отложения кальдерных озер (Q_{3-4}), включающие пемзовые туфы, песчаники и брекчии, осложненные дайковым комплексом; 4 – экструзии риолитов, дацитов и андезитов ($\alpha\xi Q_{3-4}$); 5 – андезитовые и базальтовые лавы ($\alpha\beta Q_{3-4}$); 6 – экструзии риолитов, дацитов и андезитов ($\lambda\xi Q_3$); 7 – базальты, андезиты, дацитовые лавы и пирокластика ($\alpha\beta Q_{2-3}$); 8 – фундамент, сложенный осадочными породами третичного возраста. АВ – линия геологического разреза (рисунок 2.3)

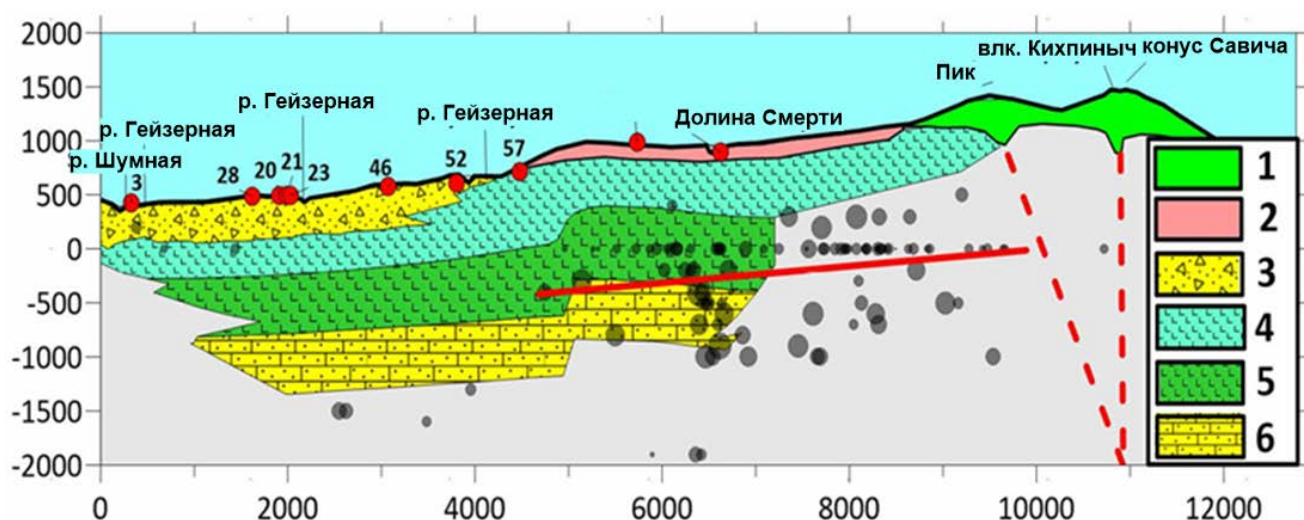


Рисунок 2.3 – Геологический разрез по линии АБ. Условные обозначения: 1 – андезиты и базальты Q_4 , 2 – риолитовые и дацитовые лавы $Q_3 - Q_4$, 3 – кальдерные туфы Q_{3-4} , 4 – 5 – андезитовые и базальтовые лавы Q_{2-3} , 6 – седиментарно-вулканогенные породы N_2 . Красные кружки с цифрами – термальные проявления (таблица 2.1); серые кружки – гипоцентры землетрясений (по Кугаенко и др., 2010), размер пропорционален магнитуде; красные пунктирные линии – предполагаемые магмоподводящие каналы влк. Кихпинич; красная сплошная линия – силл, выделенный по сейсмическим событиям с использованием программы FracDigger. Масштаб по оси в метрах (Kiryukhin et al., 2025)

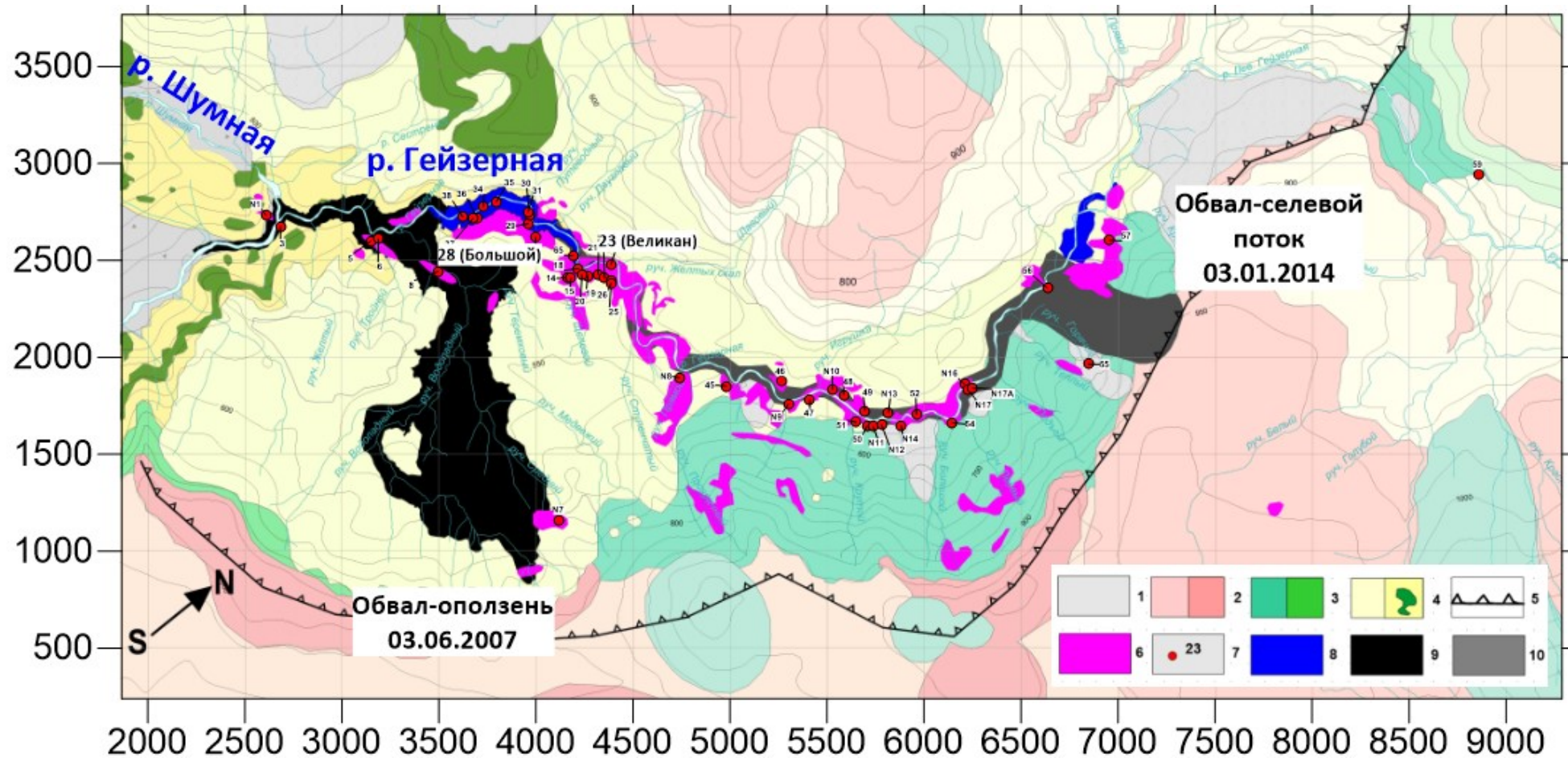


Рисунок 2.4 – Схематическая гидрогеологическая карта Долины гейзеров (Kiryukhin, 2020). Обозначения: 1 – аллювиальные и ледниковые отложения Q_{3-4} ; 2 – проницаемый водоносный комплекс риолитовых, дацитовых и андезитовых экструзий ($\alpha\zeta Q_3^4$); 3 – водоносный комплекс базальтовых, андезитовых и дацитовых лав и пирокластических отложений (αQ_3^{1-2}); 4 – низкопроницаемый водоносный комплекс озерных кальдерных отложений (Q_3^4), включающие пемзовые туфы, песчаники и брекчии, докальдерные озерные туфы и осадочные отложения, осложненные дайковым комплексом (Q_3^{ust}); 5 – граница кальдеры Узон-Гейзерная; 6 – температурные аномалии, выявленные по данным ИК-съемки в 2009 г.; 7 – гейзеры и горячие источники (нумерация в таблице 2.1); 8 – оз. Подпрудное и оз. Подпрудное-2; 9 – катастрофический обвал 03.06.2007 г.; 10 – катастрофический обвал-селевой поток 03.01.2014 г

Таблица 2.1 – Нумерация и названия гейзеров, горячих источников и фумарол

№ на карте	Название	№ на карте	Название	№ на карте	Название
1	ДР-2	21	Аверьевский	40	Розовый Конус
2	ДР-3	22	Двойной	45	Трубы
3	Первенец	23	Великан	46	Бурлящий
5	Тройной	24	Парящий	47	Пещера
6	Сахарный, Сосед	25	Жемчужный	48	Восьмерка
7	У водопада	26	Горизонтальный	49	Плачущий
8	Древний	27	Малая Печь	52	Верхний
9	Малютка	28	Большой	54	Хлоридный
10	Теремковый	29	Малый	55	Кислый Котел
11	Ворота в Гейзерную	30	Пещерный	56	Кипящий Котел
12	Дроздинские	31	Красный	57	Бол.Фумарола
14	Ванна	32	Устьевой	59	Неожиданный
15	Коварный	33	Ромео и Джульетта	60	Черный
16	Пр.Котел	34	Каменка	61	Голубой
17	Флюгер	35	Буратино	62	Малахитовый
18	Леший	36	Конус	63	Восьмерка
19	Фонтан	37	Артефакт	65	Щель
20	Грот	38	Скалистый		
Горячие источники и фумаролы, зафиксированные после 3.06.2007					
N1	Устьевые	N7	Фумарола Подрыва	N13	t52q3R
N2	t15q01	N8	t24q305	N14	t60q4L
N3	Пар	N9	t98q2	N15	t98q005
N4	t26q10	N10	t98q02	N16	t98q3R
N5	t18q6	N11	t98q01	N19	t41q02L
N5	t25q12	N5	t98q01	N5	t25q2R

2.3 Гидрогеологические условия

В пределах Узон-Гейзерного вулканогенного бассейна выделяются следующие водоносные горизонты и комплексы (Кирюхин, 2020).

Первый водоносный комплекс приурочен к современным пролювиальным, аллювиальным, ледниковым отложениям (Q₄). Он включает в себя воды поровой циркуляции, их мощность – от единиц до нескольких десятков метров. С этим горизонтам связаны многочисленные холодные источники. Химический состав вод –

гидрокарбонатный магниевый-кальциевый с минерализацией около 200 мг/л. Залегая на небольшой глубине от поверхности этот горизонт служат транзитом и питанием для более глубокозалегающих комплексов (*Кирюхин и др., 2010*).

Второй относительно непроницаемый комплекс озерных отложений (Q_3^4) представлен алевропелитовыми, псаммитовыми, псефитовыми туфами пемзового состава. Мощность комплекса от единиц до нескольких десятков метров.

Третий водоносный комплекс представлен проницаемыми риолитовыми, дацитовыми и андезитовыми экструзиями ($\alpha\xi Q_3^4$).

Четвертый – комплексы верхнеплейстоценовых докальдерных проницаемых озерных туфов и осадочных отложений, осложненные комплексом даек (Q_3^{3ust}), андезитовых лав (αQ_3^3), пемзовых брекчий (ξQ_3^3), дацитовых и липаритовых бортовых кальдерных экструзий (ξQ_3^3).

Пятый водоносный комплекс базальтовых, андезитовых, дацитовых лав и пирокластов (ξQ_3^{1-2}).

Шестой – представлен ранне-среднеплейстоценовыми вулканитами (αQ_3^{1-2}). Они слагают борта кальдеры и обладают интенсивной литогенетической трещиноватостью. В них циркулируют преимущественно лаво-пирокластические воды. Комплекс хорошо водопроницаем и служит областью питания для водоносных комплексов, развитых в пределах кальдеры. Мощность четвертого комплекса от нескольких десятков до сотни метров; пятого – может достигать 500–1000 м.

Седьмой водоносный комплекс, мощностью до 1000 м, представляют вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения плиоценового возраста: туфы, туффиты, базальты, туфопесчаники, туфоконгломераты. В комплексе содержатся лаво-пирокластические воды, пластово-трещинные и трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений.

Восьмой – фундамент, третичный осадочный бассейн.

Значительная обводненность пород бассейна, наличие водоупорных отложений и высокие гипсометрические уровни областей питания обеспечивают в пределах Узон-Гейзерной кальдеры высокий напор подземных вод (*Кирюхин и др., 2010*).

2.4 Поверхностные проявления термальной активности

Современная гидротермальная деятельность, обусловленная циркуляцией высокотемпературных вод на глубине, наблюдается в долине р. Гейзерная и ее верховьях, у юго-западного подножия влк. Кихпиныч. Среди разнообразных форм поверхностной гидротермальной активности выделяются гейзеры, впервые открытые и описанные Т.И. Устиновой в 1941 г.

Гейзерная гидротермальная система приурочена к восточной краевой части Узон-Гейзерной депрессии. 9–12 тыс. лет назад был разрушен юго-восточный борт депрессии за счет эрозии долины реки и начался интенсивный дренаж гидротермальной системы, вызвавший снижение давления в области ее разгрузки. Понижение области разгрузки в бассейне р. Гейзерная составило 400–500 м за последние 5–6 тыс. лет. Возможно, это обстоятельство и послужило причиной мощной естественной разгрузки гидротермальной системы и возникновению гейзерного режима, необходимое условие которого – превышение возможностей разгрузки над условиями питания гидротермального резервуара (*Kiryukhin et al., 2012*).

Термальные воды с температурой более 100 °С разгружаются в виде кипящих источников и гейзеров в среднем и нижнем течении р. Гейзерная и формируют Гейзерное термальное поле – это самая большая поверхностная аномалия Долины гейзеров, протяженностью около 3.5 км от устья вверх по течению (рисунок 2.4). Здесь расположены почти все наиболее известные гейзеры Долины – Большой, Великан, Грот и др. У каждого гейзера свой ритм деятельности – продолжительность их циклов изменяется от нескольких минут до нескольких часов. Некоторые гейзеры, например Грот, извергаются нерегулярно (*Kiryukhin et al., 2022, 2025*).

Далее, вверх по течению, термальные проявления представлены парогазовыми струями. В верховьях р. Гейзерная расположена Долина Смерти с выходом холодных газовых струй преимущественно CO₂ состава (*Kiryukhin et al., 2023, Taran et al., 2024*). Этот участок был открыт в 1975 г. вулканологом В.Л. Леоновым и лесничим заповедника В.С. Каляевым и назван так в честь погибших от удушья вулканическими газами мелких животных (птиц и мышей).

Прослеживается определенное закономерное изменение химического состава и характера термопроявлений от предполагаемой области питания (влк. Кихпиныч) до зоны разгрузки в нижнем течении р. Гейзерная. Это изменение от кислых сульфатных с пестрым

катионным составом вод котлов на влк. Кихпиныч, паровых струй и Верхне-Гейзерного поля с углекислым составом газа до азотно-углекислых щелочных хлоридных натриевых кипящих источников и гейзеров. Кроме обычных компонентов, в термальных источниках содержатся литий, цезий, рубидий, сурьма, золото, серебро, висмут, свинец, олово, цинк, медь, барий и стронций. Это разнообразие определяется условиями дифференциации гидротерм при парообразовании и дегазации, смешением с холодными водами и условиями разгрузки (*Леонов и др., 1991*).

Максимальные температуры, оцениваемые по Na-K и SiO₂-геотермометрам, применительно к гейзерам и горячим источникам на Нижне-Гейзерном и Верхне-Гейзерном полях достигают 205–215 °С. Эти значения указывают на потенциально высокие температуры глубинного теплоносителя, питающего Гейзерный резервуар.

Термовыводящая зона северо-восточного направления (Долина Смерти, Верхнее и Нижнее Гейзерные поля) имеет суммарную разгрузку 260–300 кг/с (*Сугробов и др., 2009, Кирюхин, 2020*).

2.5 Тепловое питание

Предполагается, что формирование Узон-Гейзерной вулканотектонической кальдеры и расположенных в ней термальных источников связано с неглубоко залегающим магматическим очагом (на глубине 10–15 км). На основании наблюдающегося увеличения диаметра кольцевых структур и асимметрии строения их бортов предполагается, что кровля очага погружается в западном направлении (*Сугробов и др., 2009*).

В работе (*Lundgren et al., 2006*) в результате анализа данных радарной интерферометрии выделены положительные деформации грунта с амплитудой до 15 см в 1999–2003 гг. (около 4 см/год). Эти данные указывают на существование частично расплавленного магматического очагом под Верхне-Гейзерным полем и к югу от Долины Смерти на глубине 4–8 км.

Есть основания предполагать, что тепловое питание гидротермальной системы Долины гейзеров осуществляется за счет магматической активности влк. Кихпиныч. Группа влк. Кихпиныч состоит из самого вулкана Кихпиныч и горы Желтая, дацитового вулкана высотой 1532 м. Влк. Кихпиныч состоит из двух соединенных стратовулканов разного возраста: конуса Савича, образовавшегося около 1400 лет назад, и более

древнего Западного Кихпиныча, возраст которого составляет около 4800 лет. Первое извержение после образования Западного Кихпиныча произошло около 1400 лет назад, когда произошел мощный взрыв, почти полностью разрушивший вершину вулкана. Активность, последовавшая за взрывом, привела к образованию конуса Савича. Следующий период активности начался около 1300 лет назад и продолжался почти 200 лет. За этим последовал короткий период затишья, пока активность не возобновилась около 1000 лет назад. Предположительно, последнее извержение произошло 500 лет назад, и за этот исторический период больше никаких извержений не наблюдалось (*Брайцева и др., 1985*).

2.6 Водное питание

В артезианско-вулканогенном бассейне Узон-Гейзерной кальдеры складываются благоприятные условия для питания подземных вод. Это и обилие атмосферных осадков, выпадающих в ее пределах в количестве около 3000 мм/год, и хорошая проницаемость пород, а также морфология бассейна в виде котловины. Важную роль в питании играют подземные воды близрасположенных вулканов: Тауншиц (2353 м) и Кихпиныч (1554 м). Основное питание происходит в межень, но, за счет большого количества термальных площадок, таяние снега происходит в зимнее время. Можно говорить о том, что снеготаяние происходит практически круглый год (*Кирюхин и др., 2010*).

Изотопный анализ воды из значимых гейзеров Долины и горячих источников, отобранной в период 2010–2023 гг., проведен с использованием прибора LGR IWA–35EP в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (2016–2020 гг., Воронин П.О.) и с использованием анализатора Picarro L2130i в Научно-исследовательском парке Центра рентгеноструктурных исследований Санкт-Петербургского государственного университета (2021–2023 гг., Токарев И. В.). Данные отражены на рисунке 2.5 (*Kiryukhin, et al., 2025*).

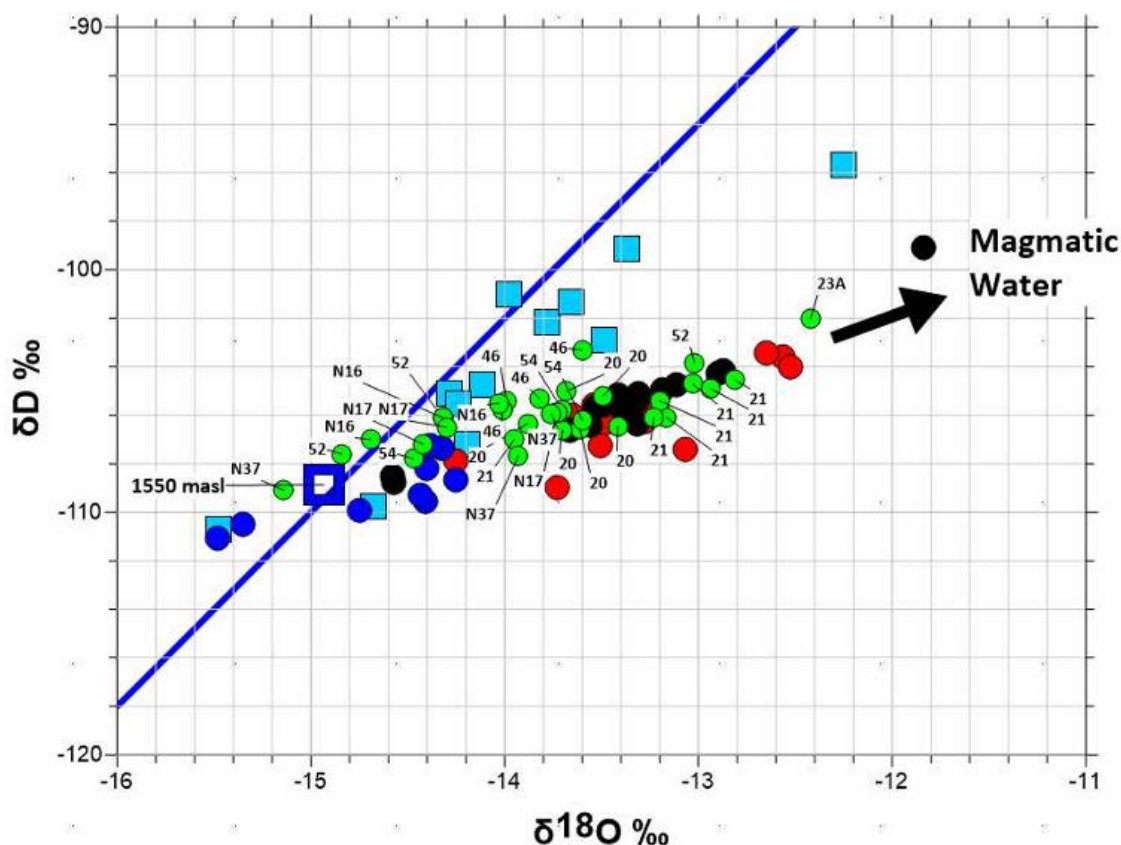


Рисунок 2.5 – Диаграмма соотношения изотопных данных по дейтерию и кислороду-18 в воде Долины гейзеров. Условные обозначения: синий квадрат 1550 м – ручей из ледника Мутновского кратера на высоте 1550 м, светло-голубые квадраты – р. Гейзерная, черные круги – гейзер Большой (28), красные круги – гейзер Великан (23), синие круги – гейзер Первенец (3), зеленые круги – другие гейзеры и горячие источники с номерами соответствуют нумерации термальных объектов (таблица 2.1), синяя линия – локальная метеорная водная линия

Таким образом, высоты около +1500 м наиболее подходят для того, чтобы служить зоной пополнения гейзерного резервуара метеорной водой. Влк. Кихпинич (конус Савича), находящийся в прилегающем районе на этой высоте, является единственной возможной областью питания гейзерного резервуара метеорной водой.

Авторами работы (Сугрובה и др., 1989) исследовано распределение трития в природных водах Долины гейзеров. Результаты показали, что условия формирования и среднее время водообмена 4–6 лет в верхних водоносных комплексах схожи, а время водообмена термальных вод нижних комплексов составляет 600 лет и более. Водообмен термального водоносного комплекса с поверхностными водами осуществляется постоянно, на всем пути движения гидротерм от зоны восходящего потока до зоны разгрузки. Латеральный поток, образованный на уровне смешения восходящего потока (содержание трития 0–2 ТЕ) с приповерхностными водами (26 ТЕ), включает около 70%

глубинной составляющей гидротерм, имеет температуру 180–190 °С (по данным геохимических геотермометров) и содержание в нем трития составляет 9 ТЕ.

2.7 Региональная и локальная сейсмичность

Рядом работ отмечено, что сейсмичность может оказывать влияние на режим гейзеров (*Сугрובה, 1982; Husen et al., 2004; Ingebritsen, Rojstaczer, 1996; Кирюхин и др., 2012*). Относительно гейзеров Долины, приведены примеры (*Сугрובה, 1982*) резкого увеличения интервалов между извержениями для гейзера Аверьевский за полтора месяца до землетрясений 13-го энергетического класса (22.03.1975 г. и 04.04.1975 г. $M = 4.8$ и 7.0 , расстояния до эпицентра 128 и 240 км соответственно). С 14 по 20 марта началось постепенное, а затем резкое уменьшение интервала. За три дня до землетрясения цикл уменьшился с 27 до 15 минут. Через 2 дня после землетрясения, 6 апреля, продолжительность цикла увеличилась до 24 минут, и только в мае средние значения ИВЕ вернулись к 14–15 мин. 23.09.1978 г. произошло еще одно сейсмическое событие 13-го энергетического класса, удаленное на 150 км от Долины. Интервал гейзера Великан достиг минимального значения 4 часа (при среднем значении 7 ч 40 мин.) в ночь с 22 на 23 сентября, за 16 часов до землетрясения, а затем начал увеличиваться. При сопоставлении кумулятивного графика сейсмической энергии с динамикой изменения периода извержений гейзера Великан (*Кирюхин и др., 2012*) не было обнаружено синхронизации с сейсмическими событиями. В работе отмечено, что землетрясение 27.11.2010 г., $M = 5.2$ в 40 км от Долины могло инициировать замедление периодичности гейзера Великан. Таким образом, возможно, что наиболее крупные сейсмические события оказывают влияние на режим гейзеров, выражающееся, преимущественно, в уменьшении продолжительности цикла к моменту землетрясения. Однако, для подтверждения этой закономерности необходим более продолжительный период накопления данных и непрерывный мониторинг режима гейзеров в Долине.

В период с 2008 по 2009 гг. в Долине гейзеров были проведены полевые сейсмологические наблюдения (*Кугаенко и др., 2010*), в результате которых выявлена локальная сейсмическая активность на основании обнаружения большого числа землетрясений низкого энергетического уровня. Наиболее глубокие из зарегистрированных событий располагаются под зоной экстрוזий в восточной части депрессии. Наибольшее число сейсмических событий связано с областью

гидротермальных проявлений западной части вулканического массива Кихпиныч. Все зарегистрированные сейсмические события разделены на 2 группы. Первая группа объединяет события в диапазоне глубин 1–5 км, которые погружаются от Долины на запад под зону экструзивных куполов в восточной части депрессии. Наклонная плоскость выходит на дневную поверхность в районе бортового уступа кальдеры, в зоне формирования катастрофического оползня 03.06.2007 г. Вторая группа пространственно связана с западной частью вулканического комплекса Кихпиныч, находится в диапазоне глубин до 2 км. Землетрясения этой группы происходят в областях современных гидротермальных проявлений, а по характеру записей относятся к тектоническим. Сейсмичность этой группы носит роевой характер – возможно, здесь проявляется активность зоны питания гидротермальных проявлений, связанная с восходящими потоками флюида в недрах влк. Кихпиныч. Анализ распределения гипоцентров локальных землетрясений в пространстве показал, что оно хорошо согласуется с глубинной моделью источника поверхностной деформации, которая была разработана в (Lundgren et al., 2006) по данным SAR-интерферометрии (предложенная в этой публикации модель новообразования – наклонное магматическое тело неправильной формы на глубине 4–8 км с заглублением на северо-запад). За 1 год наблюдений было зарегистрировано в общей сложности 117 сейсмических событий (Кугаенко и др., 2010) с магнитудой K_s от 1.9 до 7. Метод Frac-Digger (Kiryukhin et al., 2016) был применен к сейсмическим данным для выявления магматической активности, которая, по-видимому, прослеживается по скоплениям плоскоориентированных гипоцентров микроземлетрясений (MEQ). Были использованы следующие критерии выбора плоскоориентированных гипоцентров микроземлетрясений в Frac-Digger: расстояние от события до плоскости аппроксимации $\delta Z = 250$ м (σ), разница расстояний в горизонтальной плоскости $\delta R = 6$ км, разница во времени $\delta t = 30$ дней, минимальное количество событий $N=6$. Структура в форме силла (угол наклона 5° , азимут наклона SWW 251° , высота над уровнем моря – 250 м (в центре), площадь 15 км^2) была определена с использованием метода Frac-Digger. Геометрия этого неглубокого силла показана на рисунке 5.8 (глава 5) и имеет четкий геологический смысл: он расположен в Долине Смерти (кальдера влк. Пик, возраст которой составляет 1400 лет – след последнего мощного извержения влк. Кихпиныч), а на юго-западе граничит с краем Узон-Гейзерной кальдеры. Это может указывать на неглубокие боковые инъекции магмы из

влк. Кихпиныч, которые, возможно, стали причиной катастрофических оползней и селей, начавшихся с края кальдеры (Kiryukhin *et al.*, 2025).

2.8 Геологические катастрофы: оползень 3.06.2007 г. и сель 3.01.2014 г. в Долине гейзеров

3 июня 2007 г. в Долине гейзеров произошел катастрофический оползень. В зоне его отрыва произошел взрыв пара, который трансформировался в селевой поток. Во время катастрофы на видео был зафиксирован подъем пара на высоту около 250 м на месте новообразованного фумарольного поля. Обследование точки отрыва оползня позволило выяснить, что она расположена в трещине, длиной 20 м и шириной 10 см с углом падения 60° на северо-восток.

За несколько минут 20 млн. м³ горной породы были перемещены вниз по течению р. Гейзерная, образовав дамбу и оз Подпрудное-1. Обломками были перекрыты более 23 гейзеров, некоторые оказались затоплены новообразованным озером. Поскольку поперечный профиль долины реки был каньонообразным, то уровень воды в озере поднялся очень быстро: днем 7 июня он достиг абсолютной отметки 435 м при максимальной глубине озера около 30 м и длине почти 2 км. Вечером 7 июня плотина была прорвана, и уровень воды в озере резко (за 4 ч) снизился на 9 м (по нивелирным измерениям – 8.7 м). Русло реки врезалось в тело плотины на 3–4 м. После снижения уровня воды в озере до отметки 425 м его длина уменьшилась до 1.8 км, а максимальная глубина – до 20 м. Спустя 3 дня уровень стабилизировался: он колебался в пределах первых сантиметров относительно нового уровня (Пинегина *и др.*, 2008).

После оползня на Верхне-Гейзерном поле были обнаружены новые кипящие источники с суммарным расходом 8 кг/с. Новые источники и фумаролы появились также и в области отрыва катастрофического оползня. Их суммарный расход составил 30 кг/с.

Мониторинг основных параметров гейзеров, горячих источников и озера Подпрудное, проведенный в 2007–2010 гг., показал постепенное уменьшение периода цикличности гейзера Великан с 392 до 327 мин., сильную чувствительность гейзера Большой к уровню оз Подпрудное, сезонные колебания суммарного расхода глубинного компонента термальных вод (оценка по хлоридному методу) со среднегодовой оценкой 263 кг/с, снижение значений геотермометра Na-K и увеличение SiO₂ по сравнению с оценками до оползня 2007 г. Изучение новых особенностей термального сброса,

возникших во время гигантского оползня 3 июня 2007 г., выявило значительное повышение давления флюидов (подъем уровня термальных вод на 20–30 м, обнаруженный по появлению горячих источников N16 и N17 на больших высотах) (Кириухин и др., 2010).

3 января 2014 г. в верховьях р. Гейзерная, на левом берегу, произошло обрушение риолит-дацитовый экструзии. Горная порода объемом 3.2 млн. м³, двигаясь вниз по течению реки, образовала селевой поток длиной 3 км и шириной 50–200 м. Сползшие массы перегородили р. Гейзерная, образовав подпрудное озеро, шириной примерно 200 м и длиной около 400 м. В работе (Леонов и др., 2014) приведены данные об обследовании Долины гейзеров 27 апреля 2014 г.. Участок Центральный, на котором расположены гейзеры Великан, Жемчужный, Парящий, Грот, Фонтан и другие, которые чаще всего осматривают посетители Долины, был заполнен слоем грязи и камней, мощностью 3–4 м. Грязекаменный поток на этом участке, по-видимому, промчался с большой скоростью, образуя заплески грязи в тех местах, где река делала крутые повороты. Мощность селевых отложений на фронте сошедшего селевого потока составила, вероятно, не менее 10–15 м.

Наиболее существенные изменения произошли с оз. Подпрудное-1, образовавшимся в результате схода селя 3.06.2007 г. Оно значительно уменьшилось в размерах, его край отступил. Сель 3.01.2014 г., достигнув озера, частично заполнил его, а селевые отложения, перемытые водой и лишившиеся глинистой части, превратились в обычную песчано-гравийную смесь. Он уничтожил кипящие источники 54, N16, N17 и 56 (рисунок 2.4), повредил гейзеры в районе Нижне-Гейзерного поля. Например, знаменитый гейзер Великан – его канал оказался заполнен обломками селевого потока, глубина уменьшилась с 5.3 до 1.9 м, верхняя часть канала была срезана на 0.2–0.3 м, а площадь поверхности ванны уменьшилась от 12 до 5–6 м² (Кириухин, 2020). В верховьях р. Гейзерная образовалось оз. Подпрудное-2. Таким образом, создались условия для дополнительной инфильтрации метеорной воды в Гейзерный резервуар из двух новообразованных озер (Подпрудное-1 и Подпрудное-2).

2.9 Выводы по главе 2

1. Долина гейзеров (Россия, п-ов Камчатка) сформировалась примерно 10 тыс. лет назад. Значительная обводненность пород бассейна, наличие водоупорных

отложений и высокие гипсометрические уровни областей питания обеспечивают в пределах Узон-Гейзерной кальдеры высокий напор подземных вод. Термальные воды с температурой более 100 °С разгружаются в виде кипящих источников и гейзеров в среднем и нижнем течении р. Гейзерная и формируют Гейзерное термальное поле, протяженностью около 3.5 км от устья вверх по течению. Здесь расположены почти все наиболее известные гейзеры Долины – Большой, Великан, Грот и др.

2. Водное питание осуществляется с высот около +1500 м, основываясь на результатах изотопного анализа проб воды. Тепловое питание предполагается от неглубокозалегающего магматического очага. Его наличие подтверждается данными радарной интерферометрии. Есть основания предполагать, что тепловое питание гидротермальной системы Долины гейзеров осуществляется за счет магматической активности влк. Кихпинич.
3. В 2007 и 2014 гг. в Долине гейзеров были зафиксированы две геологические катастрофы – гигантский оползень и сель, которые значительно изменили условия термальной разгрузки, уничтожив и повредив гейзеры. Произошло образование двух озер, некоторые гейзеры оказались затоплены. Таким образом, гидротермальная система Долины гейзеров характеризуется динамическими гидрогеологическими и геохимическими изменениями. Такие изменения могут быть медленными или ступенчатыми, вызванными внезапными геологическими катастрофами.
4. Гейзерные поля – редкое явление на Земле: отсюда следует их высокая привлекательность для туристических маршрутов. Долину гейзеров посещают несколько тысяч человек в год. В связи с активным развитием «внутреннего» туризма в последние годы, ожидается увеличение туристического потока. Необходим постоянный мониторинг состояния этих систем, для предупреждения геологических катастроф и обеспечения безопасности посещения гейзерных полей.

ГЛАВА 3 ПРИМЕНЕНИЕ ХЛОРИДНОГО ТРАССЕРНОГО МЕТОДА ДЛЯ ОЦЕНКИ ГЛУБИННОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ТЕРМАЛЬНОЙ РАЗГРУЗКИ, ОБЪЕМОВ ИЗВЕРЖЕНИЙ ГЕЙЗЕРОВ И РАСХОДА РЕЧНОГО ПОТОКА

3.1 Теоретические основы хлоридного трассерного метода

Массовые балансы по воде и хлорид-иону в водотоке, протекающем через участок термальной разгрузки могут быть сформулированы следующим образом (рисунок 3.1):

$$Q_r = Q_d + Q_{upstream}, \quad (3.1)$$

где Q_r – расход реки, Q_d – расход глубинной составляющей термальной разгрузки, $Q_{upstream}$ – массовый расход в верховьях реки.

$$C_r \cdot Q_r = C_{upflow} \cdot Q_d + C_b Q_{upstream}, \quad (3.2)$$

C_r – массовая доля хлора в реке, C_{upflow} – массовая доля хлора в глубинных водах гидротермальной системы (родительский термальный флюид), C_0 – фоновая массовая доля хлора в метеорных водах (рисунок 3.1).

Подставим $Q_{upstream}$ из уравнения (3.1) в уравнение (3.2) и выразим Q_d как

$$Q_d = \frac{Q_r \cdot (C_r + C_b)}{C_{upflow} + C_b} \quad (3.3)$$

Учитывая, что массовый расход хлора в реке, связанный с глубинной составляющей, равен $Q_{cl} = C_{upflow} \cdot Q_d$, получаем:

$$Q_{cl} = C_r \cdot Q_r - C_b \cdot (Q_r - Q_d) = Q_r \cdot (C_r - C_b) + Q_d \cdot C_b \quad (3.4)$$

Концентрация фонового хлора C_b в реке Гейзерная составляет 1–2 мг/л, поэтому, в уравнениях (3.3) и (3.4) им можно пренебречь. Получаем:

$$Q_d = \frac{Q_r \cdot C_r}{C_{upflow}} \quad (3.5)$$

$$Q_{cl} = C_r \cdot Q_r \quad (3.6)$$

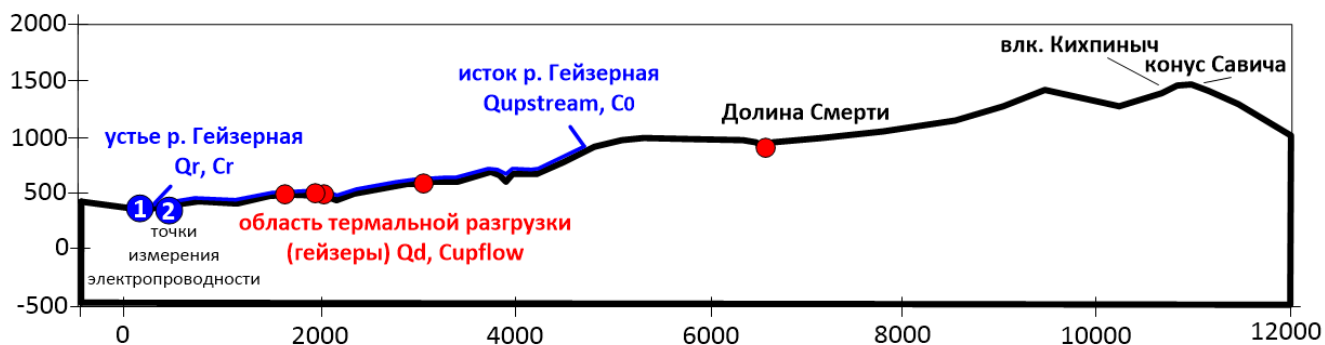


Рисунок 3.1 – Концептуальная модель применения хлоридного трассерного метода для оценки расхода глубинной компоненты термальных вод. C_{upflow} – массовая доля хлорида глубинных термальных вод (исходного теплоносителя), Q_d – массовая разгрузка глубинной компоненты термальных вод, Q_r – речной сток (массовый расход), C_r – массовая доля хлора в реке, C_0 – массовая доля фонового хлора, $Q_{upstream}$ – массовый расход в верховьях реки

3.2 Методика применения хлоридного трассерного метода в Долине гейзеров

3.2.1 Преобразование удельной электропроводности в концентрацию хлорид-иона

Глубинная разгрузка термальных источников оценивается хлоридным методом на наблюдательных поперечных профилях в устье р. Гейзерная (рисунок 1.1. – наблюдательные створы 1, 2). Логгер НОВО U24-001 (диапазон 0–10 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ с заданными интервалами записи от 10 с до 20 мин) используется для непрерывной регистрации удельной электропроводности воды в реке (рисунок 3.2).



Рисунок 3.2 – Регистратор удельной электропроводности фирмы НОВО U24-001 перед установкой в р. Гейзерная

Преобразование удельной электропроводности воды в концентрацию хлора для р. Гейзерная выполнено с использованием планарной регрессии значений концентрации хлорид-иона в пробах и показаний логгера проводимости (18 точек, стандартное отклонение = 9.1 мг/л, таблица 3.1, рисунок 3.3) на замыкающих створах бассейна р. Гейзерная 1 и 2:

$$Cl = -3.461 \cdot T + 0.254 \cdot SC + 31.451, \quad (3.7)$$

где Cl – концентрация хлора, мг/л; T – температура, °C; SC – удельная электропроводность, мСм/см.

Таблица 3.1 – Исходные данные для калибровки, логгер № 20256223

№	Дата	SC мСм/см удельная электропроводность	T, °C	Cl измеренный, мг/л	Cl рассчитанный, мг/л	ΔCl
1	24.12.17 13:08	626.0	18.4	130	126.8	3.2
2	02.05.18 11:32	886.0	25.8	170	167.2	2.8
3	29.08.18 18:39	235.2	14.1	43	42.4	0.6
4	01.09.18 7:59	248.4	13.7	39	47.1	8.1
5	21.04.19 13:44	892.8	27.6	156	162.7	6.7
6	21.04.19 18:21	795.3	25.5	163.1	145.2	17.9
7	30.08.19 19:30	431.0	21.0	63.4	68.2	4.8
8	01.05.20 12:27	972.0	28.7	166.7	179	12.3
9	08.09.20 13:30	470.1	23.4	73.4	69.9	3.5
10	09.09.20 7:53	437.6	19.0	81.4	76.8	4.6
11	23.04.21 16:00	872.6	28.5	153.5	154.4	0.9
12	26.08.21 12:40	591.7	28.9	92.2	81.7	10.5
13	30.08.21 12:00	579.8	26.1	99.3	88.3	11
14	27.04.22 12:56	979.1	28.8	156.9	180.5	23.6
15	27.04.22 16:08	965.2	29.4	148.9	174.9	26
16	17.09.22 18:15	653.7	25.6	124.3	109.0	15.3
17	30.04.23 11:05	963.3	28.4	187.6	177.5	10.1
18	30.04.23 15:45	953.0	30.2	166.8	169.1	2.3
19	25.04.24 15:15	852.4	27.5	152.4	152.8	0.4

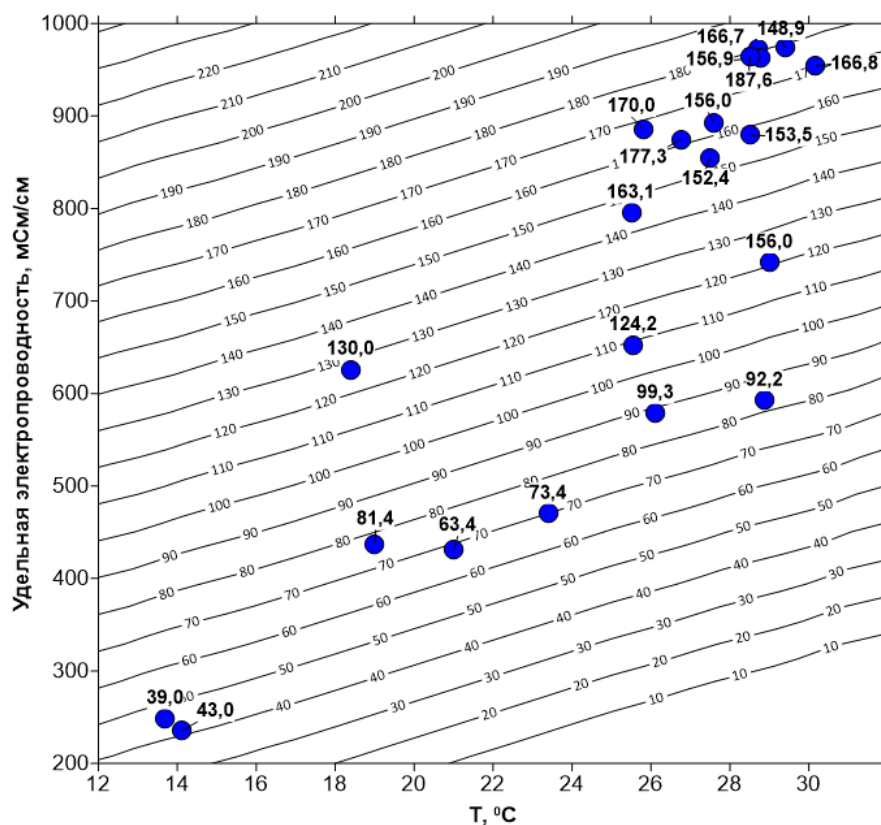


Рисунок 3.3 – Аппроксимация данных выборки (таблица 3.1) в виде плоской регрессии $CI = -3.461 \cdot T + 0.254 \cdot SC + 31.451$. Кружками обозначены значения, полученные при химическом анализе проб воды р. Гейзерная в месте установке логгера. Примечание: химический анализ выполнен в аналитическом центре ФГБУН ИВиС ДВО РАН

3.2.2 Применение хлоридного трассерного метода для определения расхода реки

Для оценки расхода р. Гейзерная используются логгеры электропроводности НОВО U24-001, установленные на точке измерений 1 (рисунок 1.1). Выше по течению в реку добавляется концентрированный раствор соли. Раствор готовится на месте, с использованием поваренной соли известной массы, речной воды и большой емкости для смешивания (например, пластиковая бутылка объемом 5 л). Логика применения ХТ метода для оценки расхода реки заключается в следующем (рисунок 3.4). Масса трассера M (кг) выражается по закону сохранения через зависимость изменения импульсной составляющей концентрации трассера в реке $C(t)$ в течение интервала времени прохождения хлоридного трассера $[t_1, t_2]$ и расход реки Q_r :

$$M = Q_r \cdot \int_{t_1}^{t_2} C(t) dt \quad (3.8)$$

В уравнении (3.8) $C(t) = C_r(t) - C_b(t)$ – это импульсная составляющая концентрации хлоридного трассера, которая представляет собой разницу между $C_r(t)$

(концентрация хлорид-иона в реке с учетом запуска хлоридного трассера) и $C_b(t)$ (концентрации хлорид-иона в реке без учета запуска хлоридного трассера). Из уравнения (3.8) можно выразить расход реки Q_r :

(3.9)

$$Q_r = \frac{M}{\int_{t_1}^{t_2} C(t) dt}$$

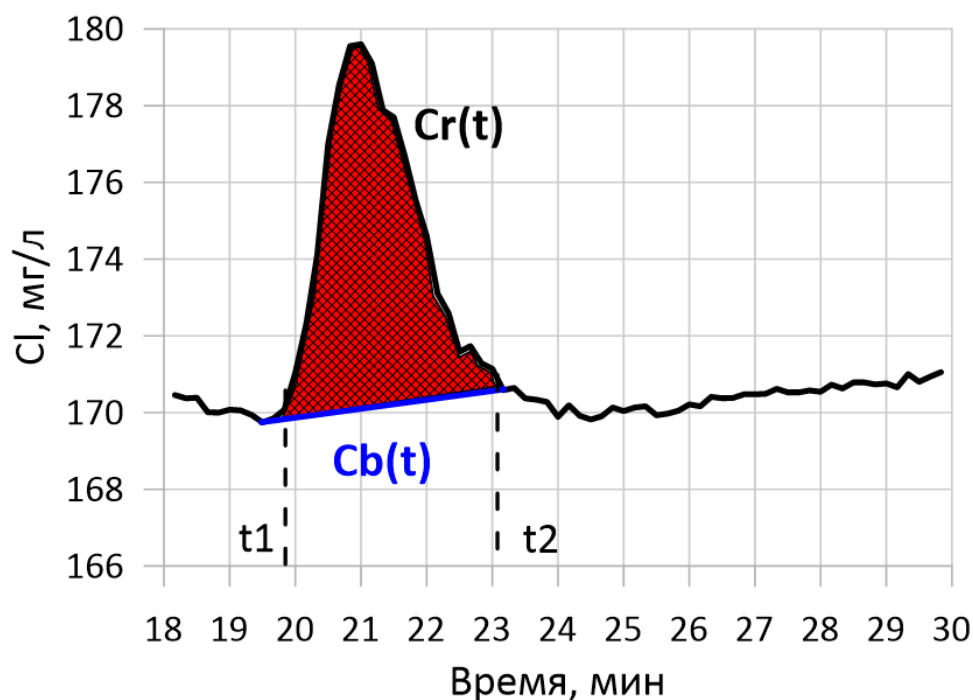


Рисунок 3.4 – Применение ХТ метода для оценки расхода реки (см. формулы 3.8 и 3.9 и пояснения в тексте). Черная линия $Cr(t)$ – график концентрации хлорид-иона в реке с учетом запуска хлоридного трассера, синяя линия (нижняя огибающая) – $C_b(t)$ (концентрации хлорид-иона в реке без запуска хлоридного трассера) Заштрихованная красная область – это $\int_{t_1}^{t_2} C(t) dt$ в уравнении 3.8, импульсная составляющая концентрации хлоридного трассера (повышение содержания хлора в речной воде в связи с запуском NaCl выше по течению). Примечание: на рисунке изображена часть графика изменения концентрации хлора в р. Гейзерной, измерения от 27.04.2022 г. (логгер 20256223)

3.2.3 Применение хлоридного трассерного метода для определения объемов извержений гейзеров

Для определения объема изверженной гейзерами воды так же используются данные электропроводности с логгера НОВО U24-001. При измерении электропроводности воды в р. Гейзерная с более высокой частотой (мин^{-1}) было обнаружено, что общая естественная разгрузка имеет циклический характер. Основными источниками поступления хлорид-иона в реку с интервалом 60–70 мин являются два гейзера Долины

– Большой и Великан, что подтверждается инструментально: синхронизацией аномальных концентрации хлора на замыкающем створе р. Гейзерная (со сдвигом на время перемещения хлорид-иона по течению реки от гейзера до створа) и извержений этих гейзеров (рисунок 3.5). Для сопоставления аномалий значений хлора в реке с извержениями гейзеров используются температурные записи, полученные на изливе воды из каналов гейзеров Большой и Великан. Температура воды измеряется регистраторами НОВО U12-015 (диапазон измерений: от 40 °С до 125 °С, точность: ± 0.25 °С от 0 °С до 50 °С, разрешение: 0.03 °С при 25 °С, время отклика в воде <3.5 мин) с частотой 5 мин⁻¹.

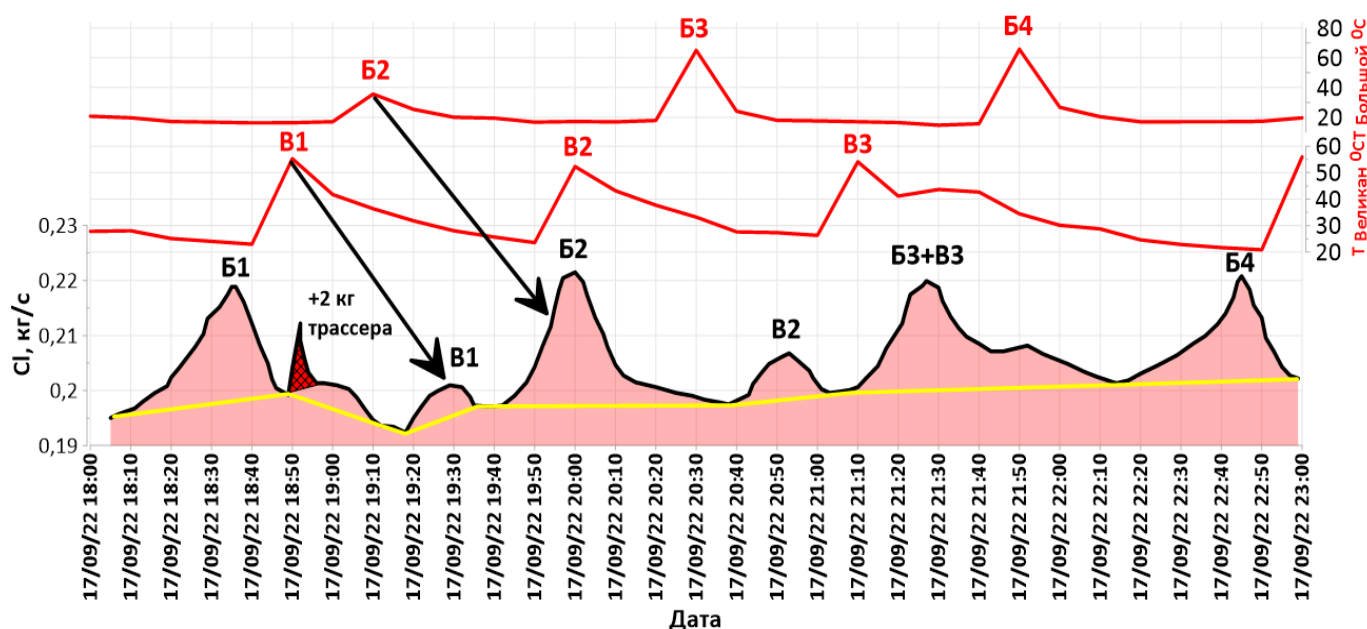


Рисунок 3.5 – Применение ХТ метода для оценки объемов извержений гейзеров. Черная линия $Cr(t)$ – график концентрации хлорид-иона в реке с учетом запуска хлоридного трассера, желтая линия (нижняя огибающая) – $Cb(t)$ (концентрации хлорид-иона в реке без запуска хлоридного трассера) Заштрихованная область – импульсная составляющая концентрации хлоридного трассера (повышение содержания хлора в речной воде в связи с запуском NaCl выше по течению). Черными буквами и цифрами обозначены максимумы содержания хлора в реке, синхронизированные с извержениями гейзеров Большой (Б) и Великан (В), красными буквами с цифрами – максимумы температур, соответствующие извержениям гейзеров

Логика применения ХТ метода для оценки объемов извержений гейзеров по записям на замыкающем гидростворе р. Гейзерная заключается в следующем: каждый значимый гейзер осуществляет во время извержения сброс в реку горячей хлоридной воды с массой хлорид-иона M . Тогда, если известен расход реки Q_r , то M можно оценить по формуле (3.8). После этого, расчет объема изверженной гейзером воды осуществляется по формуле:

$$V = M/C_g, \quad (3.10)$$

где C_g – концентрация хлора в изверженной гейзером воде, определяется в соответствии с результатами химического анализа проб воды из гейзеров (таблица 3.2).

Таблица 3.2 – Содержание хлорид-иона в воде гейзеров Большой и Великан за период с 2021 по 2024 гг. по результатам химического анализа. Примечание: химический анализ воды проведен в Центральной химической лаборатории Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (зав. лабораторией Е.В. Карташева)

Дата	СІ г. Большой, мг/л	СІ г. Великан, мг/л
23.04.2021	620.4	797.7
26.08.2021	620.4	744.5
30.08.2021	638.2	709.1
27.04.2022	655.88	865.1
17.09.2022	715.8	810.3
30.04.2023	712.2	781.7
11.09.2023	709	850.8
25.04.2024	673.5	797.6

3.2.4 Патент на применение хлоридного трассерного метода

В 2024 г. с участием автора был выдан и зарегистрирован патент на устройство для оценки разгрузок хлоридного трассера в водотоки (патент № 2832424, 2024). Устройство (рисунок 3.6). содержит ударопрочный кейс (1), в котором смонтированы: спутниковый терминал Iridium с интерфейсом RS485 и модулем 3G/4G (3); контроллер заряда аккумулятора от солнечной батареи (4); аккумуляторная батарея 12 В-12 Аh (2). К контроллеру посредством проводных соединений с герметическими разъемами IP68 подключены внешние устройства: датчик измерения атмосферного давления, установленный на нижней стороне солнечной батареи (10), датчик измерения температуры воды, устанавливаемый в водоток (12); датчик измерения электропроводности воды (11), устанавливаемый в водоток, гидростатический датчик давления уровня воды в водотоке, устанавливаемый на дне водотока (13), солнечная батарея 12 В-250 Вт (9), спутниковая антенна (8) и 3G/4G антенна (5). Расчет получаемого массового расхода хлорид-иона осуществляется программным способом в режиме реального времени на персональном компьютере (7) по данным, полученным

через спутниковый терминал Iridium с облачным сервисом или 3G/4G. Техническим результатом является возможность непрерывных удаленных измерений.

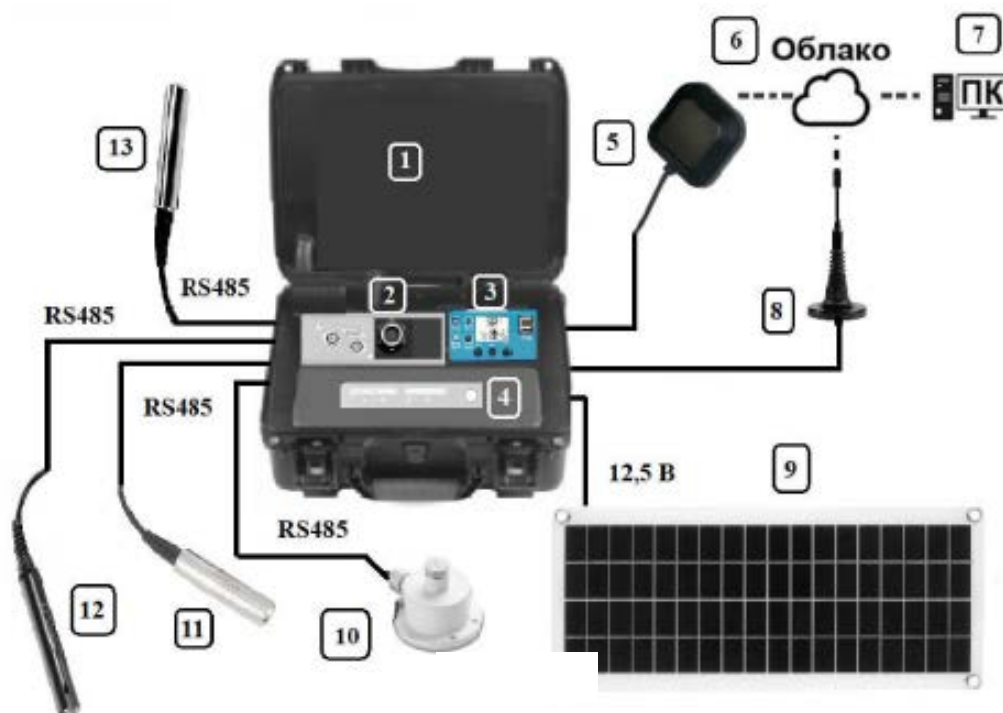


Рисунок 3.6 – Устройство для оценки разгрузок хлоридного трассера в водотоки

3.3 Результаты измерений расхода р. Гейзерная хлоридным трассерным методом

Графики изменения концентрации хлора в р. Гейзерная за период с 2022 по 2024 гг., полученные с использованием логгеров электропроводности и рассчитанные по формуле 3.7. приведены на рисунках 3.7–3.15. Логгеры электропроводности устанавливались в точках измерений 1 и 2 (рисунок 1.1). В отдельные периоды измерений замеры проводились одновременно двумя логгерами, что отражено в подрисовочных подписях.

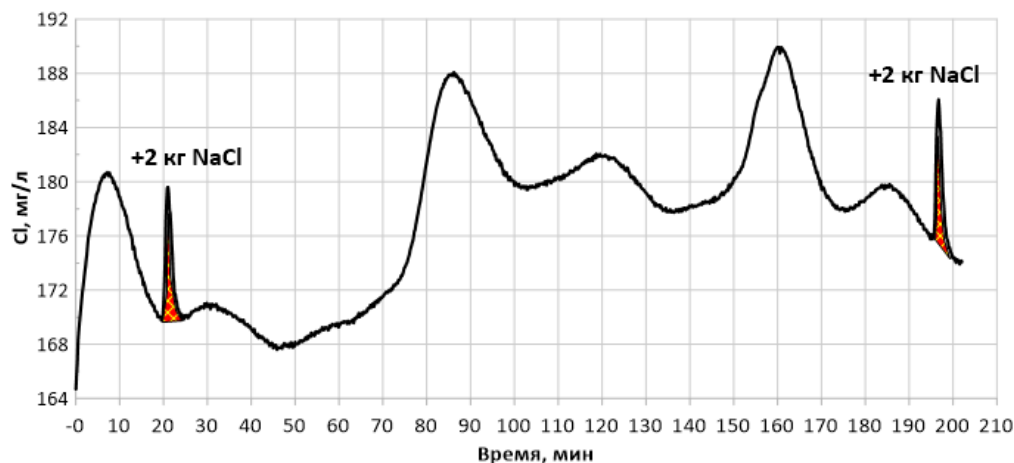


Рисунок 3.7 – Концентрация хлора в р. Гейзерной 27.04.2022 г. (логгер 20256223). Заштрихованные области – повышение концентрации хлорид-иона, вызванные запуском трассера

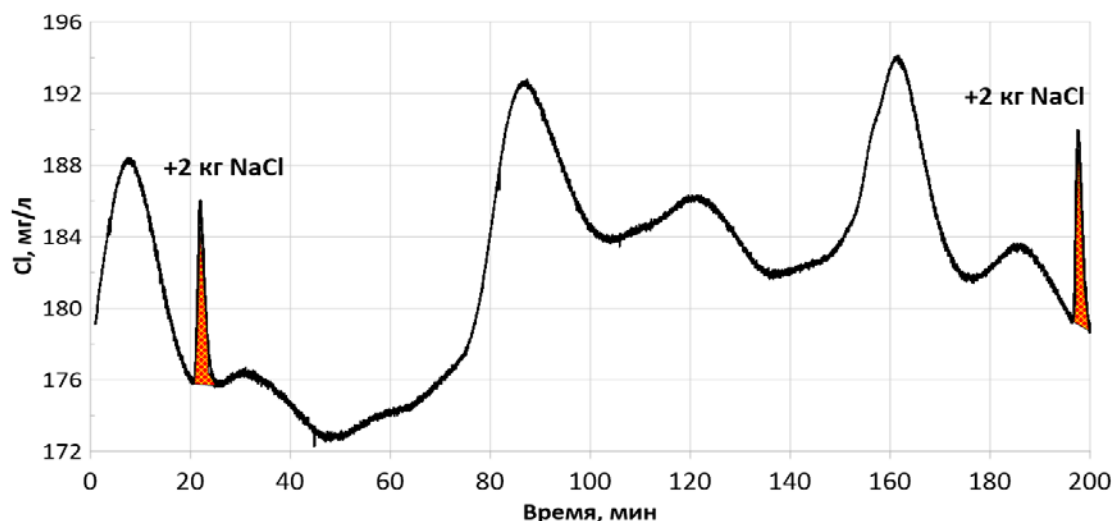


Рисунок 3.8 – Концентрация хлора в р. Гейзерная 27.04.2022 г. (логгер 20494702). Заштрихованные области – повышение концентрации хлорид-иона, вызванные запуском трассера

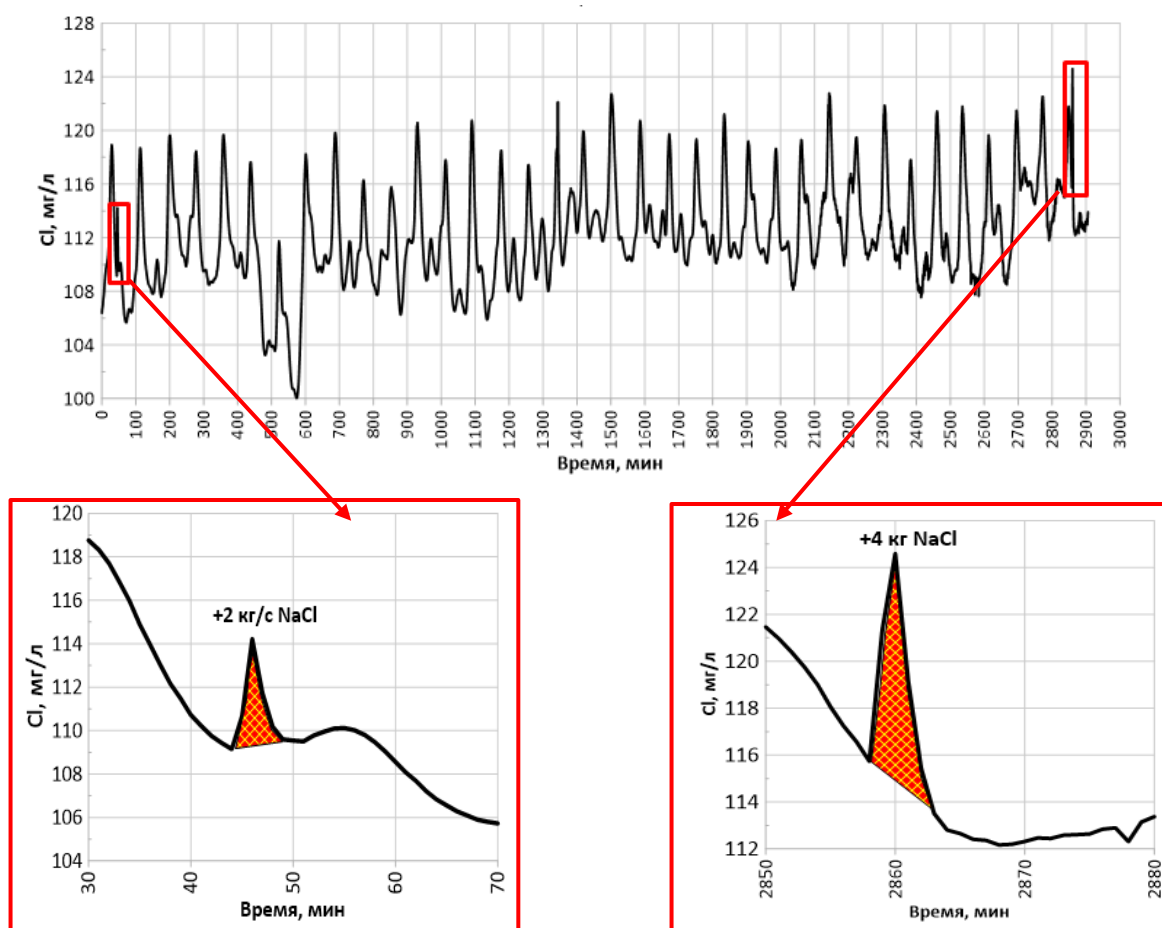


Рисунок 3.9 – Концентрация хлора в р. Гейзерная за период наблюдений с 17 по 19 сентября 2022 г. (логгер 20256223). На графиках внизу показаны аномалии содержания хлорид-иона в речной воде, вызванные запуском трассера 17.09.2022 г. 18:48 (слева) и 18.09.2022 г. 16:26 (справа)

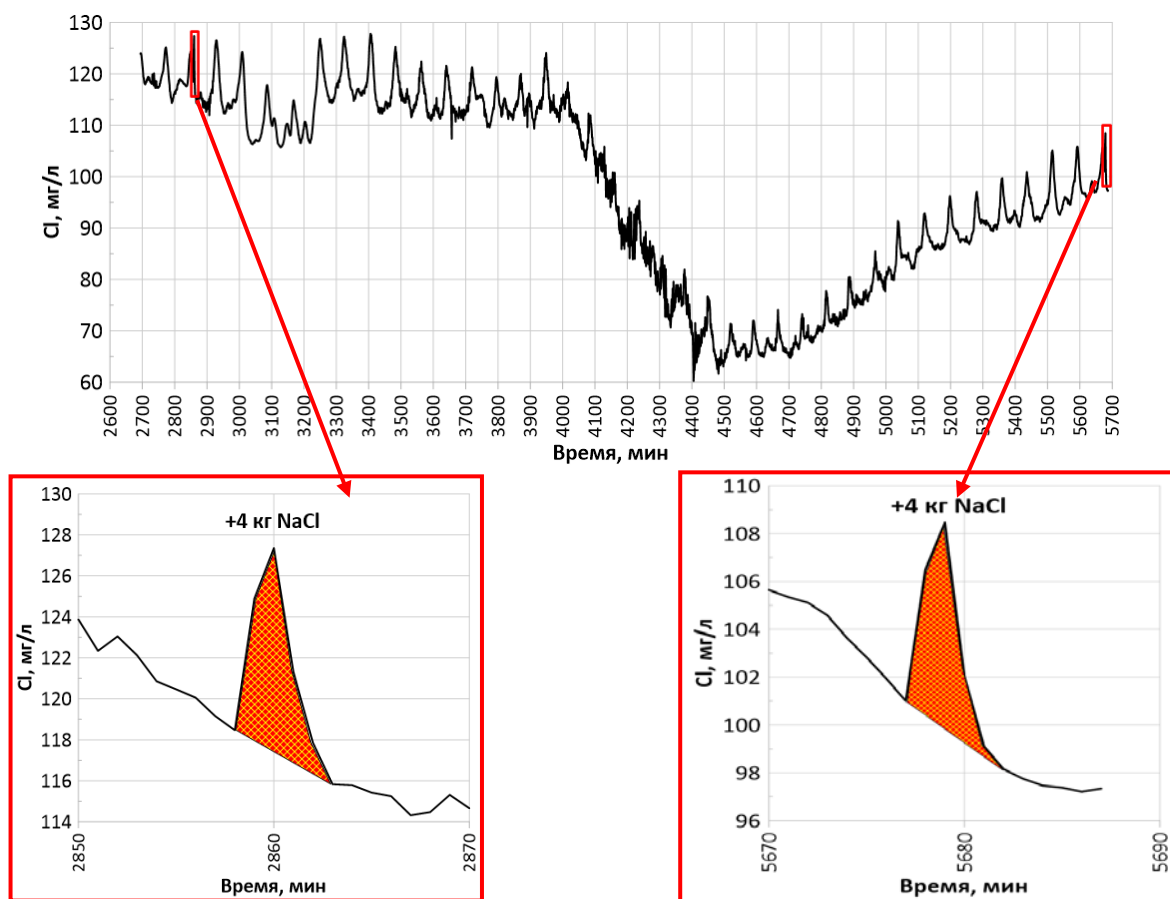


Рисунок 3.10 – Концентрация хлора в р. Гейзерная за период наблюдений с 18 по 21 сентября 2022 г. (логгер 20494702). На графиках внизу показаны аномалии содержания хлорид-иона в речной воде, вызванные запуском трассера 19.09.2022 г. 17:44 (слева) и 21.09.2022 г. 16:43 (справа)

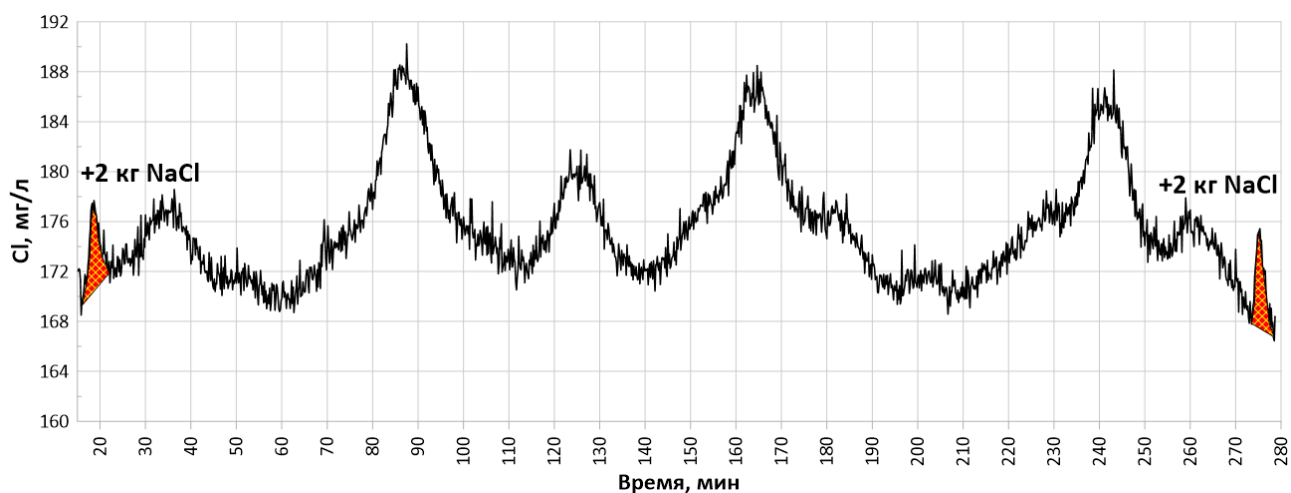


Рисунок 3.11 – Концентрация хлора в р. Гейзерная 30.04.2023 г. (логгер 20256223). Заштрихованные области – повышение концентрации хлорид-иона, вызванные запуском трассера

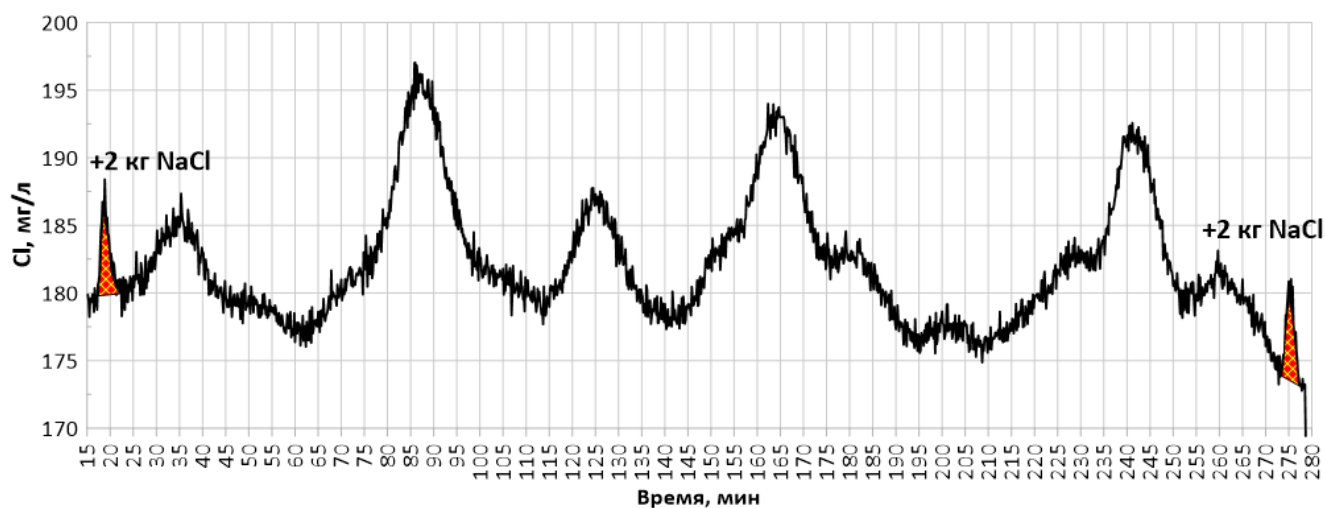


Рисунок 3.12 – Концентрация хлора в р. Гейзерная 30.04.2023 г. (логгер 20494702).
Заштрихованные области – повышение концентрации хлорид-иона, вызванные запуском трассера

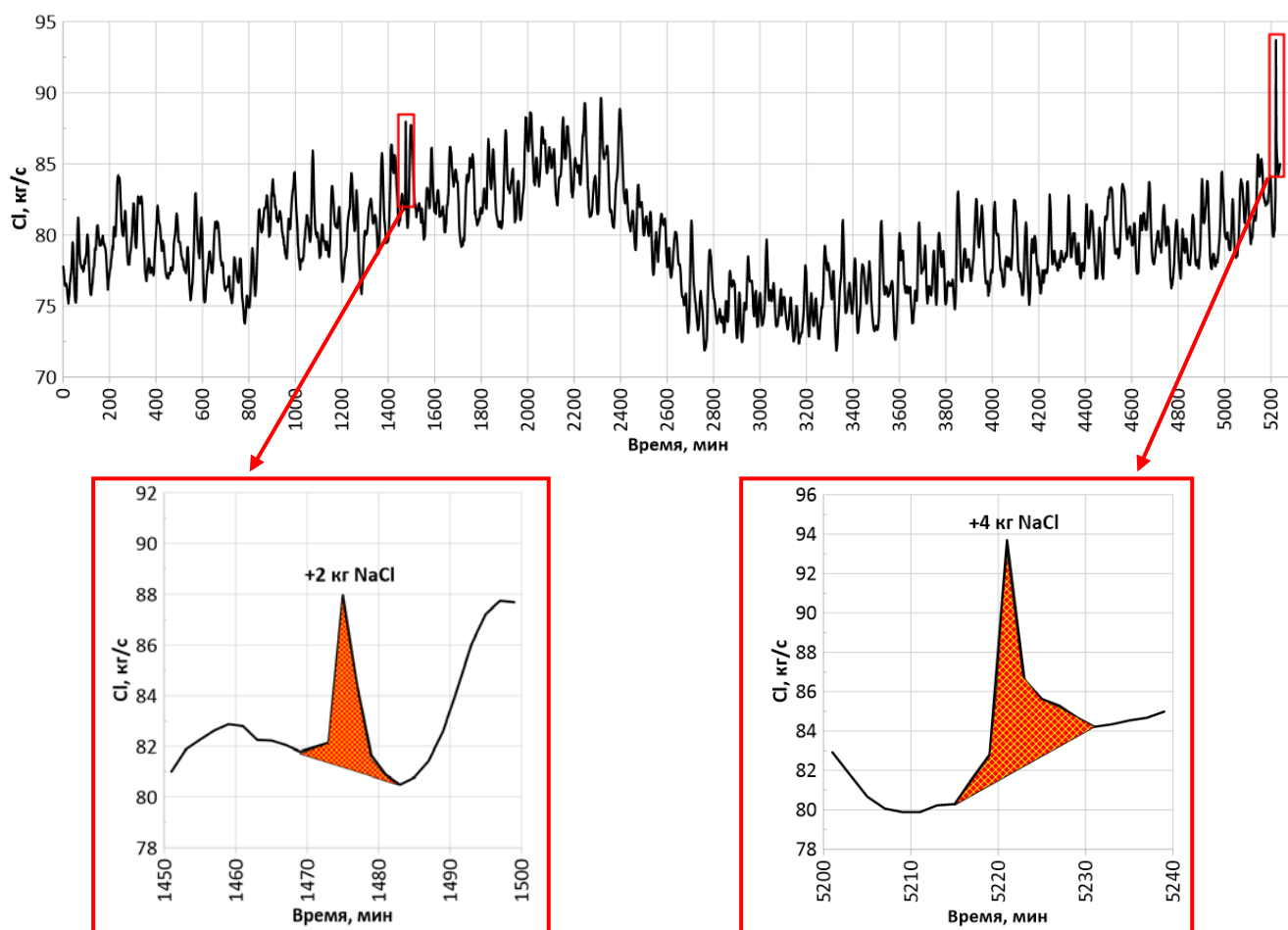


Рисунок 3.13 – Концентрация хлора в р. Гейзерная за период наблюдений с 11 по 15 сентября 2023 г. (логгер 20494702). На графиках внизу показаны аномалии содержания хлорид-иона в речной воде, вызванные запуском трассера 12.09.2023 г. 17:34 (слева) и 15.09.2023 г. 7:58 (справа)

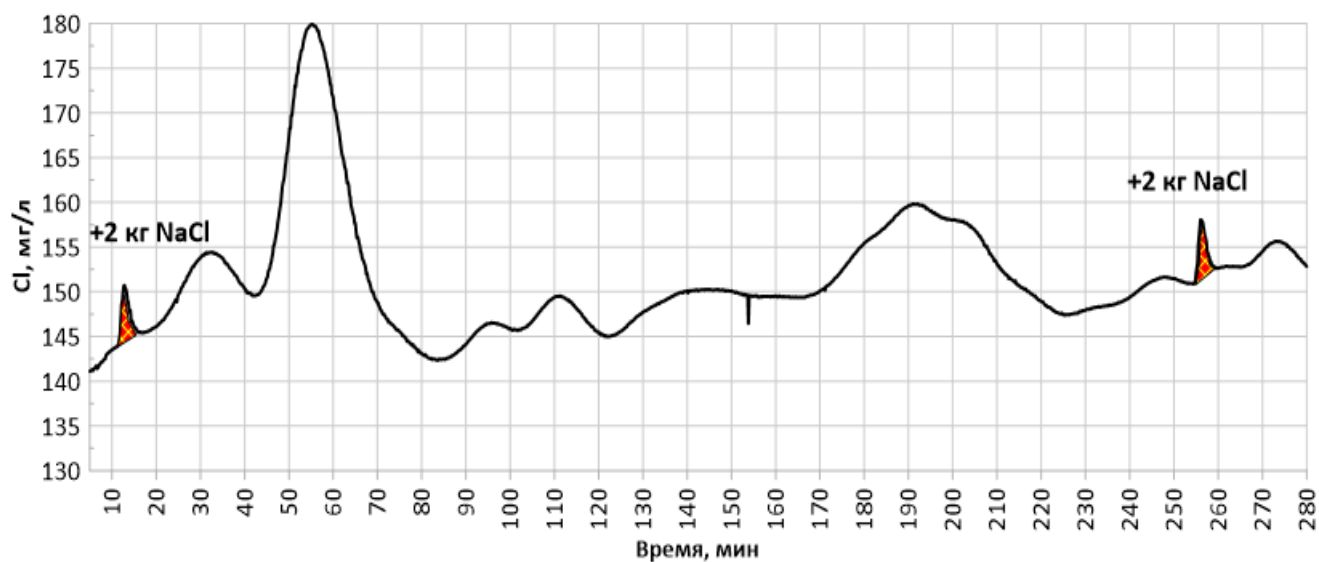


Рисунок 3.14 – Концентрация хлора в р. Гейзерная 25.04.2024 г. (логгер **20256223**).
Заштрихованные области – повышение концентрации хлорид-иона, вызванные запуском трассера

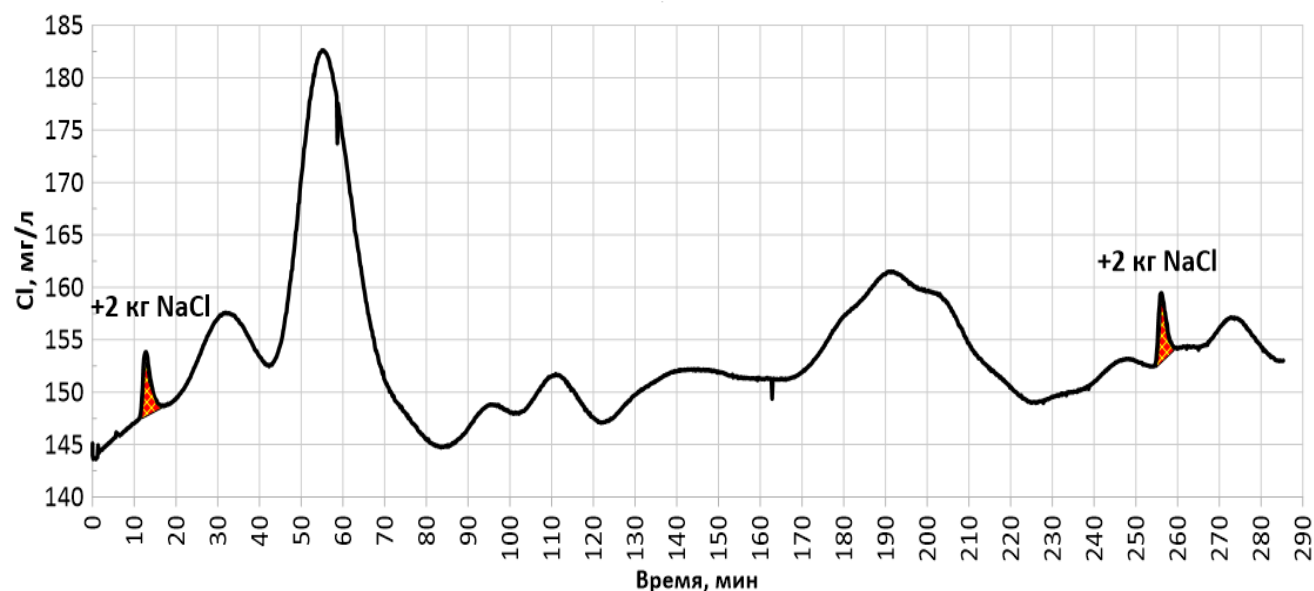


Рисунок 3.15 – Концентрация хлора в р. Гейзерная 25.04.2024 г. (логгер **20494702**).
Заштрихованные области – повышение концентрации хлорид-иона, вызванные запуском трассера

Рассчитанные с использованием формулы 3.9. расходы р. Гейзерная за период измерений с 2022 по 2024 гг. отражены в таблице 3.3.

Таблица 3.3 – Рассчитанный расход р.Гейзерная с использованием хлоридного трассерного метода

Дата запуска NaCl	Масса Cl-иона, кг	Расход р. Гейзерная (логгер 20256223), кг/с	Расход р. Гейзерная (логгер 20494702), кг/с
27.04.2022 г. 13:08	1.231	1190	1318
27.04.2022 г. 16:04	1.231	1190	1250
17.09.2022 г. 18:48	1.231	2177	нет данных
18.09.2022 г. 16:26	1.231	1589	нет данных
19.09.2022 г. 17:44	2.472	нет данных	1773
21.09.2022 г. 16:43	2.472	нет данных	2406
30.04.2023 г. 11:21	1.231	1555	1172
30.04.2023 г. 15:37	1.231	1327	1381
12.09.2023 г. 17:34	2.123	нет данных	2281
15.09.2023 г. 7:58	2.472	нет данных	2349
25.04.2024 г. 11:04	1.231	1478	1655
25.04.2024 г. 15:08	1.231	1505	1457

3.4 Результаты измерений глубинной составляющей термальной разгрузки в р. Гейзерная хлоридным трассерным методом

По концентрации хлорид-иона в речной воде и расходу реки по формуле 3.5 можно вычислить глубинную составляющую термальной разгрузки Q_d . Концентрация Cl в глубинной воде гидротермальной системы (родительский теплоноситель, C_{upflow}) была принята максимальной до разбавления – 900 мг/л (Сугробов и др., 2009).

Средние значения, полученные за периоды наблюдений в 2021–2024 гг. приведены в таблице 3.4.

Таблица 3.4 – Средние значения расхода глубинной составляющей термальной разгрузки Q_d в р. Гейзерная

Период измерений	Q_d среднее значение, кг/с
23.04.2021	216.9
26–30.08.2021	270.5
27.04.2022	234.5
17–21.09.2022	223.9
30.04.2023	280.8
11–15.09.2023	247.0
25.04.2024	250.1

График изменения концентрации хлорид-иона в реке $Cr(t)$ может быть преобразован в график динамики изменения массового расхода хлорид-иона $Q_{cl}(t)$ и в график динамики изменения глубинной составляющей разгрузки $Q_d(t)$.

$$Q_{cl}(t) = Cr(t) \cdot Q_r(t) \quad (3.11)$$

$$Q_d(t) = Cr(t) \cdot \frac{Q_r(t)}{C_{upflow}} \quad (3.12)$$

В результате наблюдений за динамикой изменения $Q_{cl}(t)$ в 2021–2024 гг. (рисунок 3.16) можно сделать следующие выводы:

1. Суммарный расход хлора в гидротермальной системе Долины гейзеров изменяется от 0.19 до 0.30 кг/с (в среднем 0.23 кг/с), что в целом находится в диапазоне данных наблюдений, полученных ранее в 1961–2018 гг.
2. В любое время наблюдается четкая ≈ 1 -часовая цикличность расхода хлора, которая обусловлена извержениями гейзеров Большой и Великан.
3. Массовый расход глубинной компоненты Q_d (связанный с выносом хлора с предполагаемым коэффициентом 1/900 мг/л) изменяется от 214 до 331 кг/с (в среднем 255 кг/с).
4. На кривых остаточного расхода хлора нет регулярных трендов или суточных циклов, возможно, эти колебания связаны с изменениями притока глубинного теплоносителя (т.е. парадигма о «родительском геотермальном флюиде» с постоянной концентрацией хлорид-иона и постоянным расходом не выполняется в полной мере).
5. Массовая доля регулярной циклической компоненты расхода хлора в общем расходе составляет 3%, стандартное отклонение $Q_{cl} = 0.008$ кг/с (наблюдения в сентябре 2023 г.).

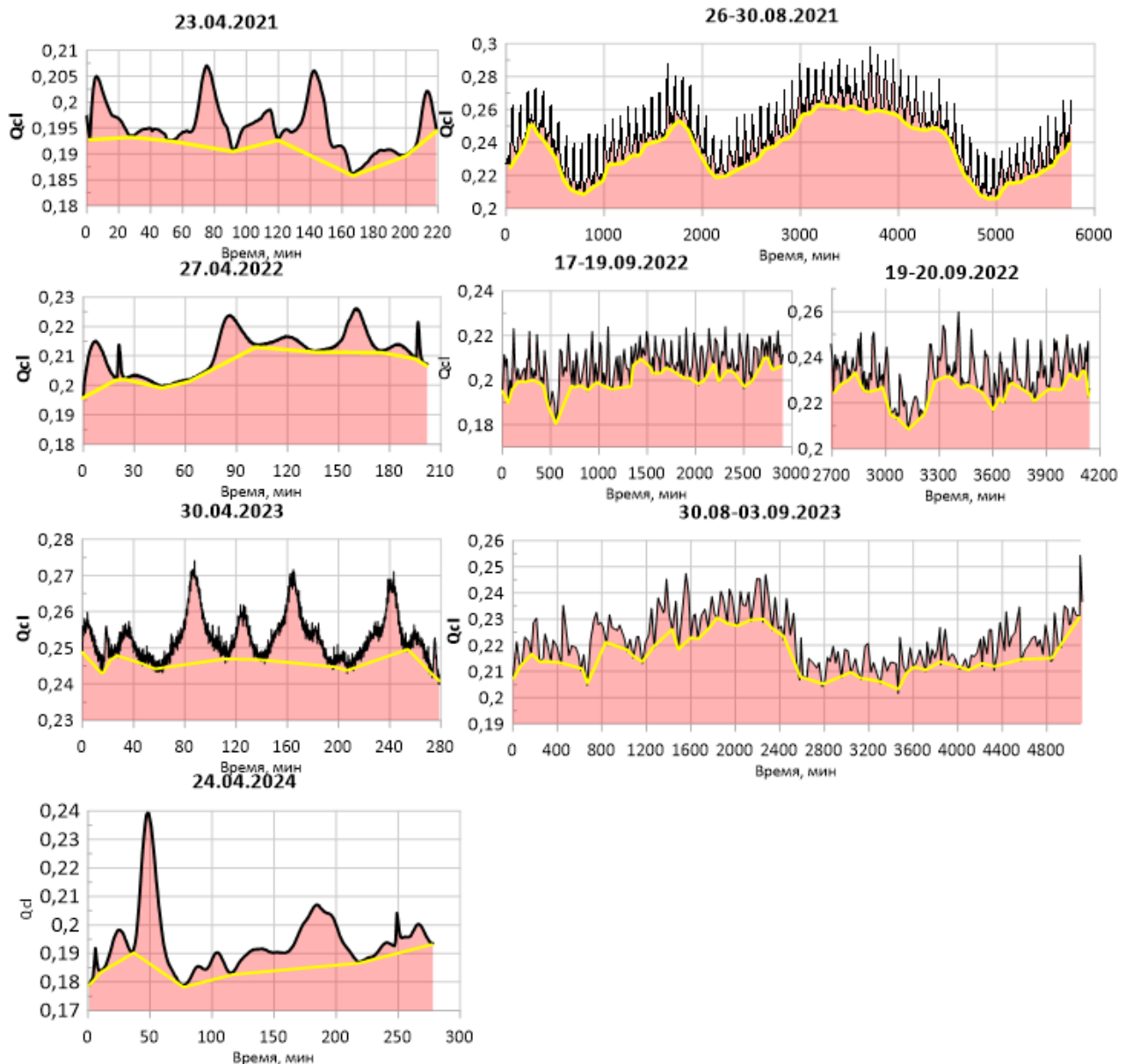


Рисунок 3.16 – Динамика изменения массового расхода хлорид-иона $Q_{cl}(t)$ по результатам применения ХТ-метода на замыкающем гидростворе р. Гейзерная в 2021–2024 гг. Желтая линия разделяет на циклическую $S(t)$ и нециклическую $C_b(t)$ составляющие разгрузки

3.5 Результаты измерений объемов извержений гейзеров Большой и Великан хлоридным трассерным методом

Р. Гейзерная дренирует все гейзеры Долины, но среди них особо выделяются два – Большой и Великан – в связи с относительно стабильным интервалом между извержениями и большим объемом извержений. Как будет показано ниже, на графиках содержания хлора в речной воде р. Гейзерная четко выделяются импульсы хлора, которые связаны с извержениями гейзеров Большой и Великан, что подтверждается корреляцией их с максимумами температур на изливе гейзеров (рисунки 3.17 – 3.24).

Расчет объема изверженной гейзерами воды осуществляется по формуле 2.10.

3.5.1 Измерения 23 апреля 2021 г.

На створе 1 (рисунок 1.1) расход р. Гейзерная измерен доплеровским расходомером Mainstream 400P. Данные по электропроводности получены с использованием логгера НОВО U24-001 (№ 20256223) и пересчитаны в содержание хлора с использованием формулы $Cl = -3.461 \cdot T + 0.254 \cdot SC + 31.451$. Температурные измерения выполнены логгерами НОВО U12-015 на изливе из гейзеров Большой и Великан (рисунок 3.17).

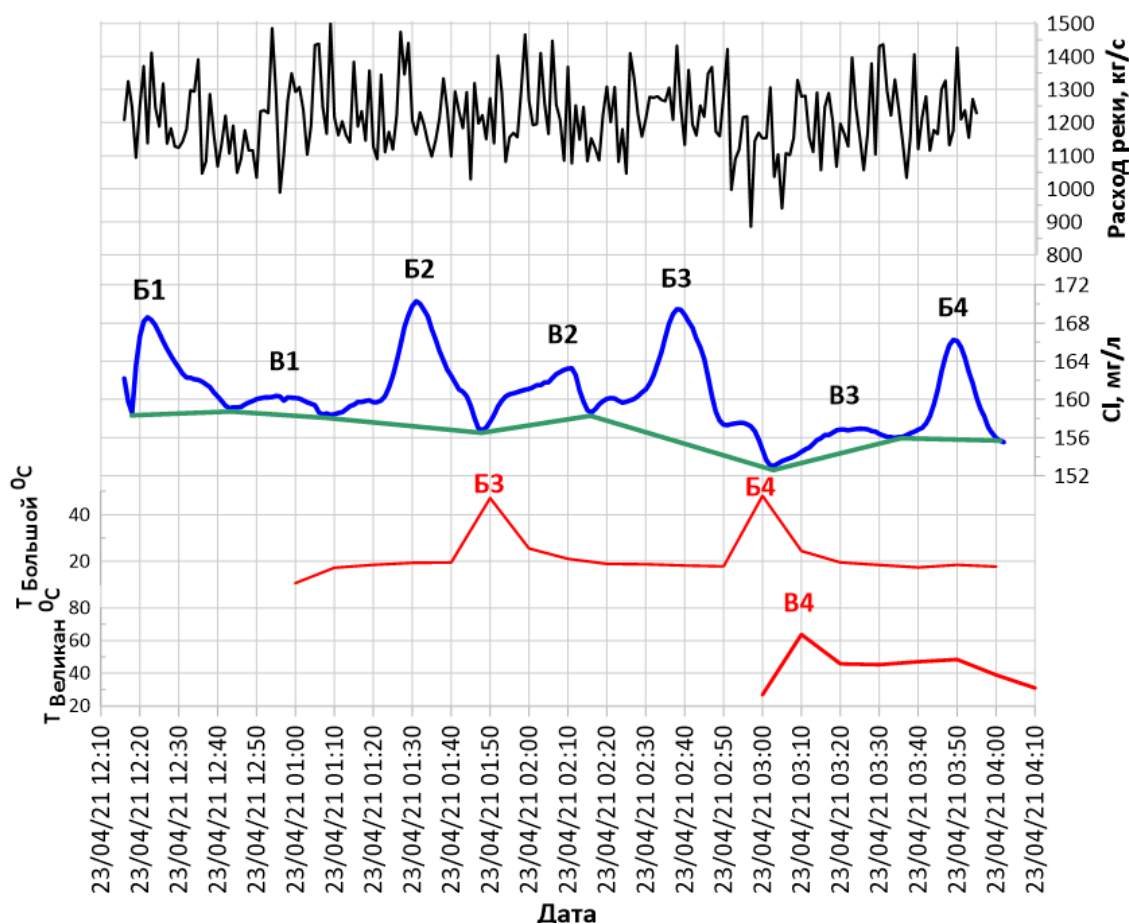


Рисунок 3.17 – Расход р. Гейзерная, массовый расход хлора в речной воде и температура воды гейзеров Большой и Великан 23.04.2021 г. Черными буквами обозначены максимумы содержания хлора в реке, ассоциированные с извержениями гейзеров Большой (Б) и Великан (В), красными буквами – максимумы температур, ассоциированные с извержением гейзеров, зеленая линия – нижняя огибающая, концентрация Cl без учета «гейзерной» составляющей

В данном случае на графике четко определены повышенные концентрации хлора в р. Гейзерная, вызванные извержениями гейзеров Большой и Великан – обозначены соответствующими буквами и цифрами по порядку. Объемы соответственно равны 11.8,

21.3, 28.4, 12.6 м³ для гейзера Большой и 1.6, 7.6, 3.4 м³ для гейзера Великан. Средний объем изверженной воды из гейзера Большой – 18.5 м³, из гейзера Великан – 4.2 м³.

3.5.2 Измерения 26–30 августа 2021 г.

На створе 1 (рисунок 3.18) расход реки Гейзерная измерен доплеровским расходомером Mainstream 400P. Данные по электропроводности получены с использованием логгера НОВО 24-001 и пересчитаны в содержание хлора с использованием формулы $Cl = -3.461 \cdot T + 0.254 \cdot SC + 31.451$. Температурные измерения выполнены логгерами НОВО U12-015 на изливе из гейзеров Большой и Великан.

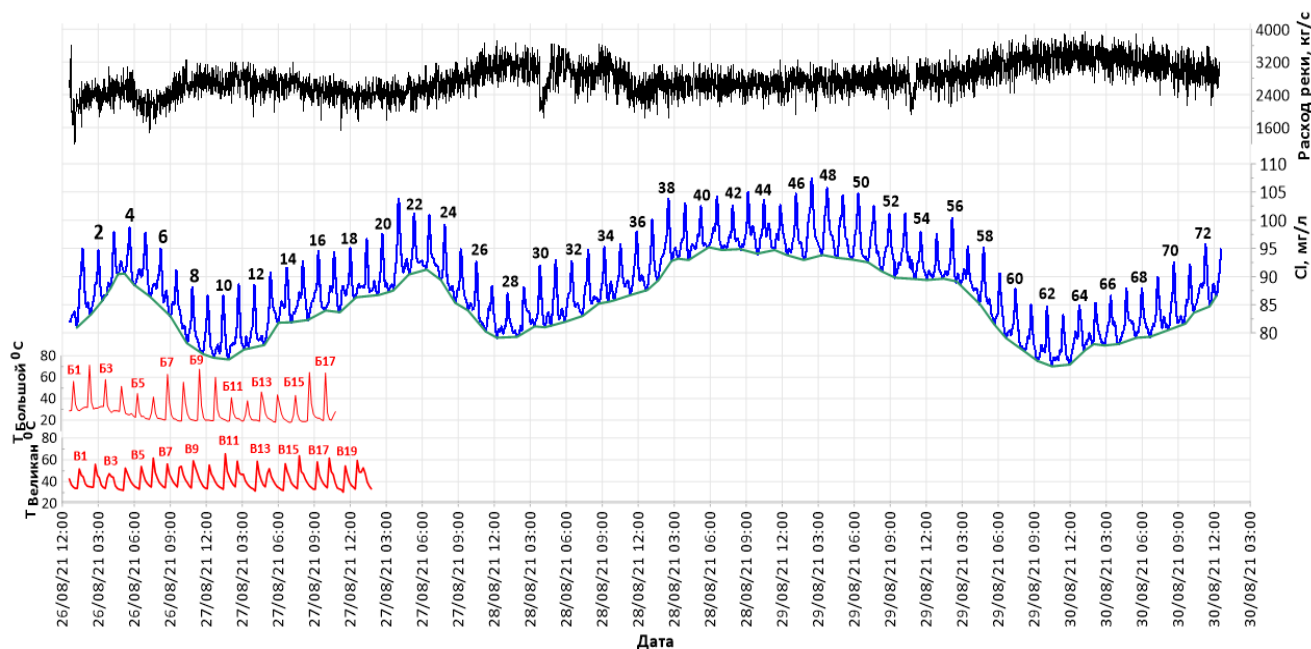


Рисунок 3.18 – Расход р. Гейзерная, содержание хлора в речной воде и температура воды гейзеров Большой и Великан за период 26.08.2021–30.08.2021 гг. Цифрами обозначены максимумы содержания хлора в реке, ассоциированные с извержениями гейзеров Большой и Великан; красными буквами с цифрами – максимумы температур, ассоциированные с извержением гейзеров Большой (Б) и Великан (В); зеленая линия – нижняя огибающая, концентрация Cl без учета «гейзерной» составляющей

Всего за 96 часов наблюдений было зарегистрировано 72 максимума значений содержания хлора в р. Гейзерная, ассоциированных с извержениями гейзера Большой. Повышения содержания хлора, вызванные извержением гейзера Великан прослеживаются не так четко, возможно, из-за совпадения времени извержений двух гейзеров. В случае среднесрочных наблюдений (более суток) для определения объемов изверженной воды использовался следующий подход.

Из общего количества поступившего хлора в р. Гейзерная ($M_{Cl \text{ общ}}$) (рассчитывается автоматически в программе Grapher Golden Software) вычитается количество хлора до нижней огибающей ($M_{Cl \text{ мин}}$) (на рисунке 3.18 линия, соединяющая минимальные значения на графике содержания Cl) и делится на число извержений (N):

$$M_{B+B} = \frac{M_{Cl \text{ общ}} - M_{Cl \text{ мин}}}{N} \quad (2.13)$$

За период с 26 по 30 августа 2021 г. всего в реку поступило 84159 кг хлора при среднем расходе р. Гейзерная 2769 кг/с. Количество хлора от 0 до нижней огибающей – 81329 кг. Разница составляет 2830 кг, а за одно суммарное извержение гейзеров Большой и Великан в реку поступает 39.3 кг хлора.

Предполагается, что объем извержения гейзера Великан равен 1/5 от объема извержения гейзера Большой. Это следует из полученных данных краткосрочных наблюдений за 3 года (в течение одного дня в весеннюю межень), когда на графиках можно четко идентифицировать поступление хлора в реку от каждого из наблюдаемых гейзеров по отдельности. Это соотношение можно преобразить в формулу:

$$V_{\text{Великан}} = \frac{M_{Cl \text{ общ}}}{(5 \cdot Cg_{\text{Большой}} + Cg_{\text{Великан}})} \cdot 1000 \quad (3.14)$$

Подставляя в формулу 2.14 значения общей массы хлора и содержания хлора в воде гейзеров за соответствующий период (таблица 2.2) получаем:

$$V_{\text{Великан}} = \frac{39.3}{(5 \cdot 638 + 709)} \cdot 1000 = 10.0 \quad (3.15)$$

Средний объем изверженной воды гейзером Великан – 10.0 м³. Соответственно среднее значение объема извержения гейзера Большой – 50.0 м³.

3.5.3 Измерения 27 апреля 2022 г.

С апреля 2022 г. для расчета расхода р. Гейзерная используется хлоридный трассерный метод. Результаты расчетов расхода реки приведены в таблице 3.2.

Данные по удельной электропроводности получены с использованием логгера НОВО U24-001 и пересчитаны в содержание хлора с использованием формулы $Cl = -3.461 \cdot T + 0.254 \cdot SC + 31.451$. Температурные измерения выполнены логгерами НОВО U12-015 на изливе из гейзера Большой (рисунок 3.19).

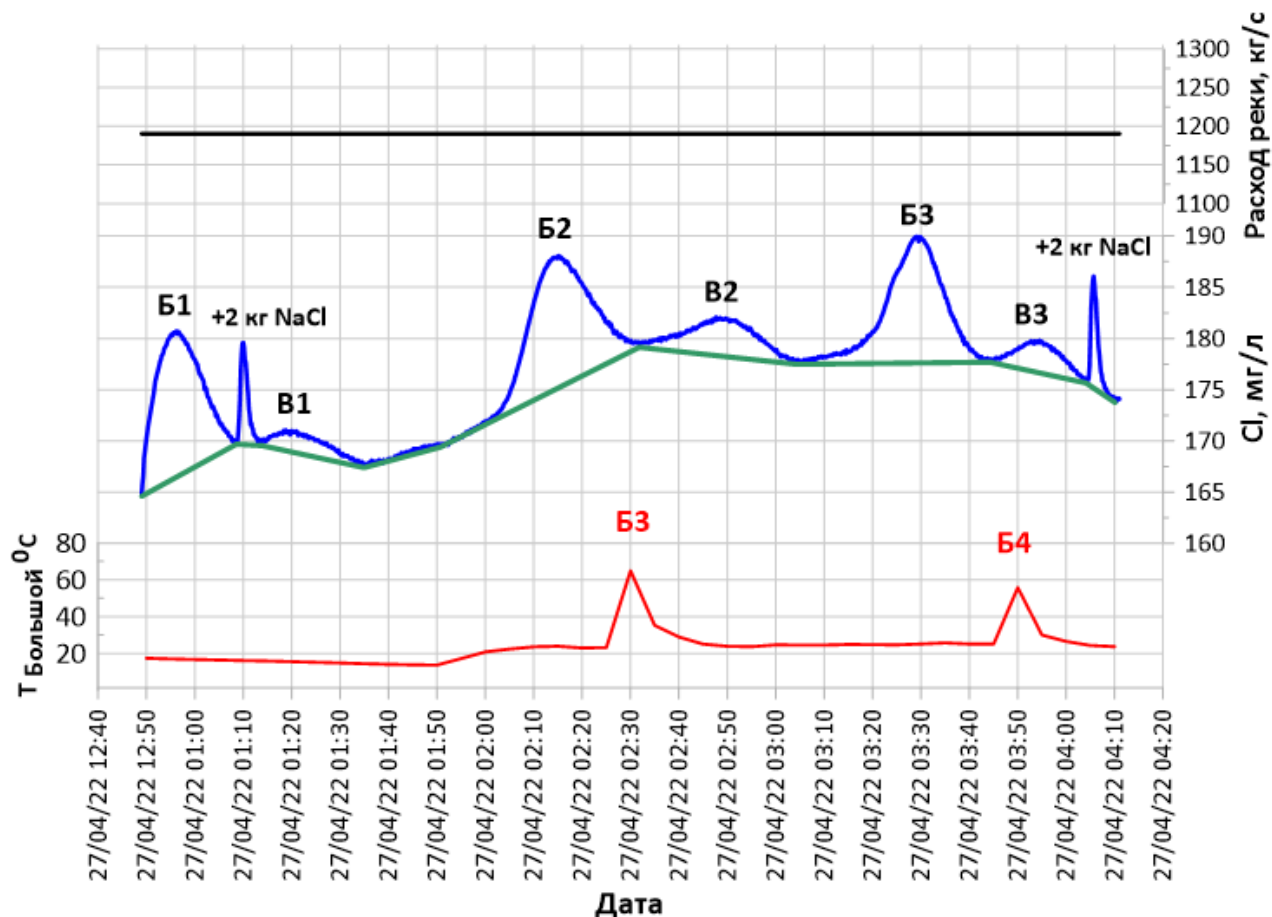


Рисунок 3.19 – Расход р. Гейзерная, концентрация хлора в речной и температура воды гейзера Большой за 27.04.2022 г. Черными буквами обозначены максимумы содержания хлора в реке, ассоциированные с извержениями гейзеров Большой (Б) и Великан (В); красными буквами – максимумы температур, ассоциированные с извержениями гейзера Большой; зеленая линия – нижняя огибающая, концентрация Cl без учета «гейзерной» составляющей

В данном случае на графике четко определены повышенные концентрации хлора в р. Гейзерная, вызванные извержениями гейзеров Большой и Великан – обозначены соответствующими буквами и цифрами по порядку. Объемы извержений соответственно равны 17.1, 19.7, 17.0 м³ для гейзера Большой и 1.3, 4.0, 2.6 м³ для гейзера Великан. Средний объем изверженной воды из гейзера Большой – 17.9 м³, из гейзера Великан – 2.6 м³.

3.5.4 Измерения 17–21 сентября 2022 г.

Данные по удельной электропроводности получены с использованием логгера НОВО U24-001 и пересчитаны в содержание хлора с использованием формулы $Cl = -3.461 \cdot T + 0.254 \cdot SC + 31.451$ (рисунки 3.20–3.21). Температурные измерения

выполнены логгерами НОВО U12-015 на изливе из гейзеров Большой и Великан. На рисунке 3.21 данные по температуре на изливе гейзеров отсутствуют.

Для регистрации уровня р. Гейзерная были установлены пара логгеров давления НОВО U20-001-01 (рабочий диапазон от 0 до 207 кПа или приблизительно 0–9 м глубины воды; диапазон заводской калибровки от 69 до 145 кПа, от 0 °С до 40 °С; точность измерения уровня воды 0.5 см (типичный), 1.0 см (максимальный); разрешение <0.21 см воды; время отклика давления (90%) <1 с) с интервалом измерений 1 мин. Один регистратор измерял барометрическое давление, а другой был установлен для регистрации атмосферного давления. Уровень воды в реке определялся по разнице между данными двух регистраторов давления. Линейная формула для определения расхода реки по уровню воды была откалибрована по результатам измерений расхода хлоридным трассерным методом.

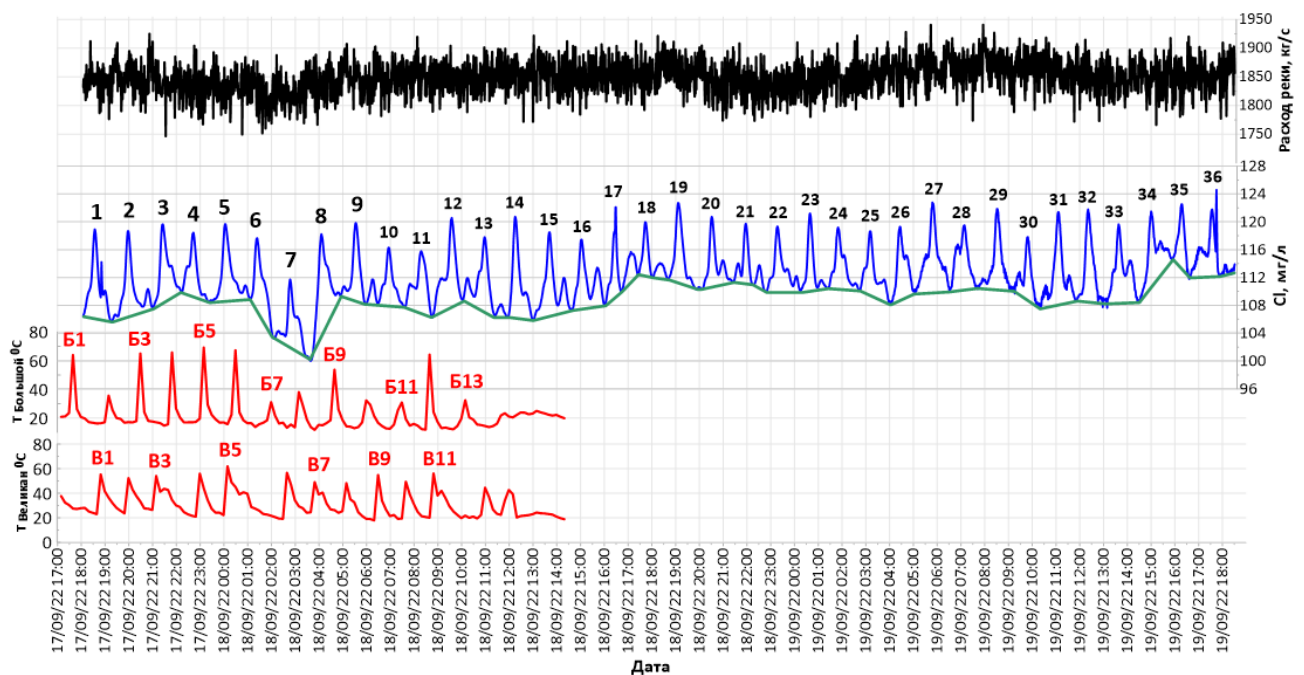


Рисунок 3.20 – Расход р. Гейзерная, концентрация хлора в речной воде и температуры воды гейзеров Большой и Великан за период с 17.09.2022 по 19.09.2022 г. Цифрами обозначены максимумы содержания хлора в реке, ассоциированные с извержениями гейзеров Большой и Великан; красными буквами – максимумы температур, ассоциированные с извержением гейзера Большой (Б) и Великан (В); зеленая линия – нижняя огибающая, концентрация Cl без учета «гейзерной» составляющей

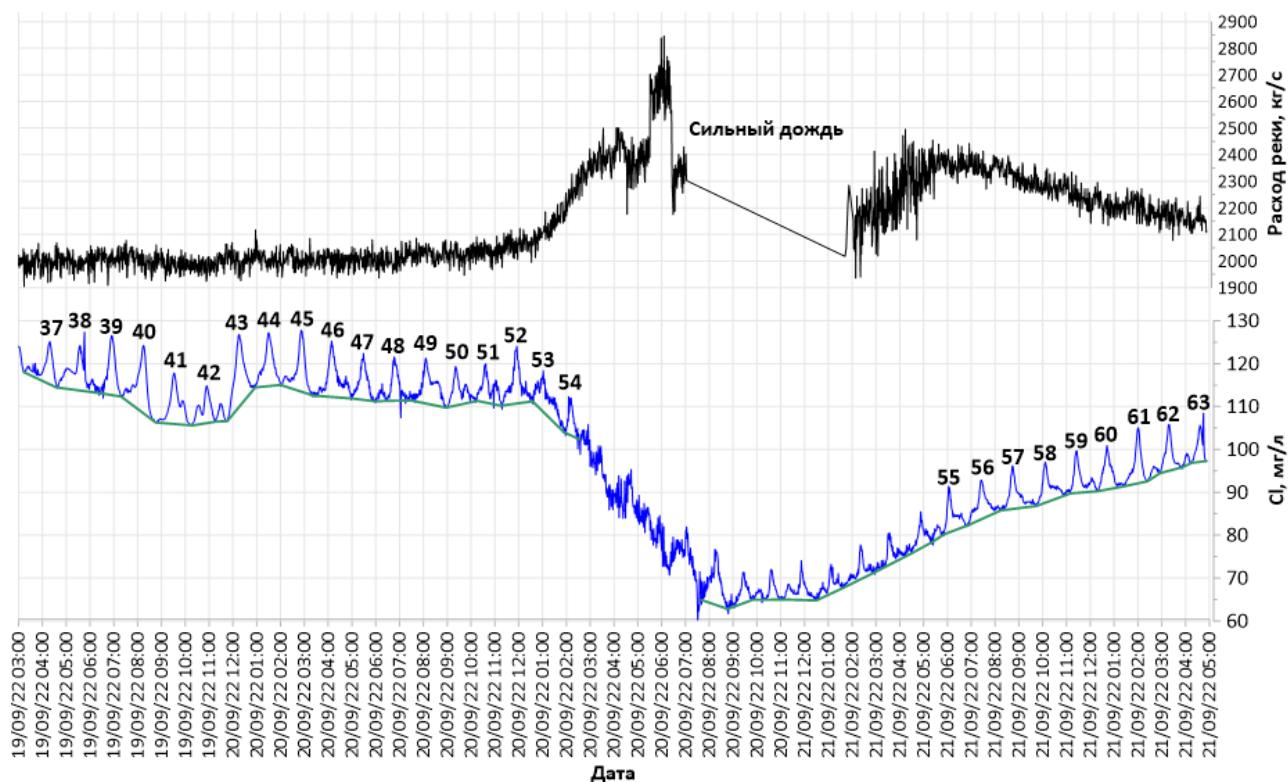


Рисунок 3.21 – Расход р. Гейзерная, концентрация хлора в речной воде за период с 19-21.09.2022 г. Цифрами обозначены максимумы содержания хлора в реке, ассоциированные с извержениями гейзеров Большой и Великан; зеленая линия – нижняя огибающая, концентрация Cl без учета «гейзерной» составляющей

За период с 17.09.2022 г. 18:00 по 20.09.2022 г. 15:00 выделяется 54 пика содержания хлора в реке – суммарные извержения гейзеров Большой и Великан. Общая масса хлора в реке – 55757.3 кг. Масса хлора до нижней огибающей – 53278.8 кг. За 54 извержения в реку Гейзерная привнесено 2470.5 кг хлора, а за одно суммарное извержение гейзеров Большой и Великан – 45.75 кг хлорид-иона.

Предполагая, что объем гейзера Великан равен 1/5 объема гейзера Большой, можно рассчитать среднее значение объема Великан по формуле 3.14.

$$V_{\text{Великан}} = \frac{45.75}{(5 \cdot 715.8 + 810.3)} \cdot 1000 = 10.4 \quad (3.16)$$

Получаем значения объема гейзера Великан – 10.4 м³ и гейзера Большой – 52.0 м³.

За период с 21.09.2022 г. 6:00 по 21.09.2022 г. 17:00 выделяется 9 пиков содержания хлора в реке – суммарные извержения гейзеров Большой и Великан. Общая масса хлора в реке – 8550.4 кг. Масса хлора до нижней огибающей – 8160.6 кг. За 9 извержений в реку Гейзерная привнесено 385.8 кг хлора, а за одно суммарное извержение гейзеров Большой и Великан – 42.9 кг хлорид-иона.

Предполагая, что объем извержения гейзера Великан равен 1/5 объема извержения гейзера Большой, получаем

$$V_{\text{Великан}} = \frac{42.9}{(5 \cdot 715.8 + 810.3)} \cdot 1000 = 9.8 \quad (3.17)$$

Среднее значение – 9.8 м³ для гейзера Великана, а для гейзера Большой – 48.9 м³.

3.5.5 Измерения 30 апреля 2023 г.

Данные по электропроводности получены с использованием логгера НОВО U24-001 и пересчитаны в содержание хлора с использованием формулы $Cl = -3.461 \cdot T + 0.254 \cdot SC + 31.451$. Температурные измерения выполнены логгером НОВО U12-015 на изливе из гейзера Великан (рисунок 3.22). Данные по температуре воды гейзера Большой отсутствуют.

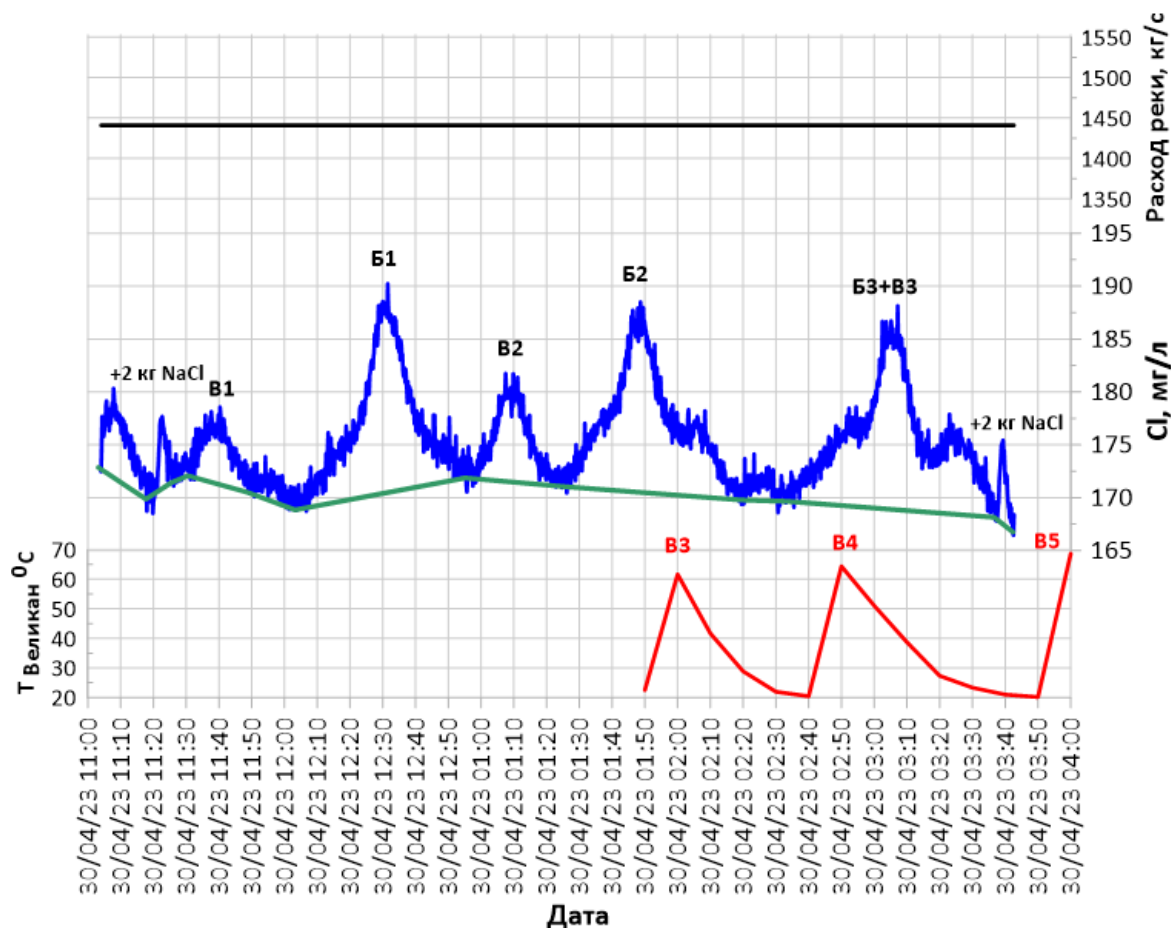


Рисунок 3.22 – Расход р. Гейзерная, концентрация хлора в речной воде и температура воды гейзера Великан за 30.04.2023 г. Черными буквами обозначены максимумы содержания хлора в реке, ассоциированные с извержениями гейзеров Большой (Б) и Великан (В); красными буквами – максимумы температур, ассоциированные с извержением гейзера Великан; зеленая линия – нижняя огибающая, концентрация хлора без учета «гейзерной» составляющей

В данном случае на графике четко определены повышенные концентрации хлора в р. Гейзерная, вызванные извержениями гейзеров Большой и Великан – обозначены соответствующими буквами и цифрами по порядку. Объемы соответственно равны 36.6, 42.6 м³ для гейзера Большой и 7.1, 10.6 м³ для гейзера Великан. Объем извержения двух гейзеров, обозначенный на графике буквами БЗ + ВЗ = 42.7 м³. Средний объем изверженной воды из гейзера Большой – 39.6 м³, из гейзера Великан – 8.8 м³.

3.5.6 Измерения 11–15 сентября 2023 г.

Данные по электропроводности получены с использованием логгера НОВО U24–001 и пересчитаны в содержание хлора с использованием формулы $Cl = -3.461 \cdot T + 0.254 \cdot SC + 31.451$. Температурные измерения выполнены логгерами НОВО U12–015 на изливе из гейзеров Великан (рисунок 3.23). Данные по температуре на изливе гейзера Большой отсутствуют.

Установлены пара логгеров НОВО U20–001–01 для регистрации уровня реки Гейзерная. Один регистратор измерял барометрическое давление, а другой был установлен для регистрации атмосферного давления. Уровень воды в реке определялся по разнице между данными двух регистраторов давления.

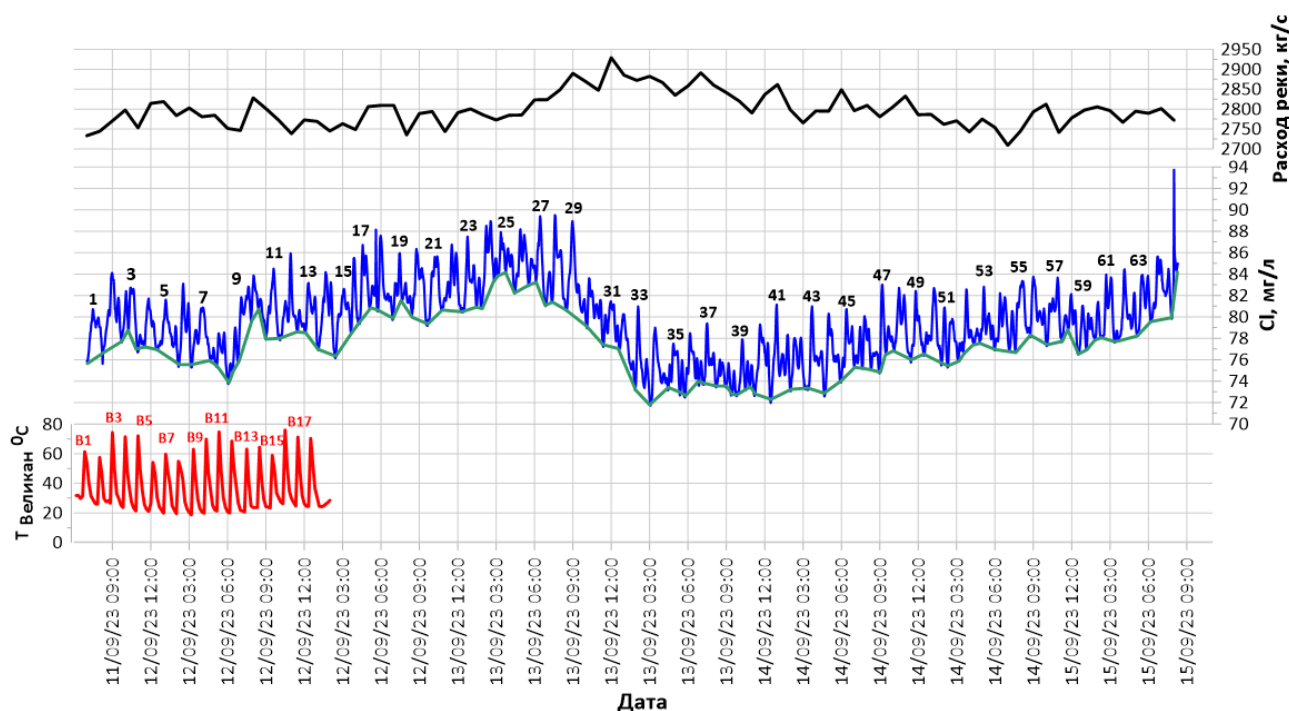


Рисунок 3.23 – Расход р. Гейзерная, концентрация хлора в речной воде и температура воды гейзера Великан за период с 11.09.2023 по 15.09.2023 г. Черными цифрами обозначены максимумы содержания хлора в реке, ассоциированные с извержениями гейзеров Большой и Великан; красными буквами – максимумы температур, ассоциированные с извержением гейзера Великан

За период с 11.09.2023 г. 18:00 по 15.09.2022 г. 09:00 выделяется 64 пика содержания хлора в реке – суммарные извержения гейзеров Большой и Великан. Общая масса хлора в реке – 61531 кг. Масса хлора до нижней огибающей – 58928.6 кг. За 64 извержения в р. Гейзерная привнесено 2602.4 кг хлора, а за одно суммарное извержение гейзеров Большой и Великан – 40.7 кг хлорид-иона.

Предполагая, что объем извержения гейзера Великан равен 1/5 объема извержения гейзера Большой, можно рассчитать среднее значение объема извержения Великан по формуле 3.18.

$$V_{\text{Великан}} = \frac{40.7}{(5 * 709.0 + 850.8)} \cdot 1000 = 9.2 \quad (3.18)$$

Средние значения объемов извержений гейзера Великан – 9.2 м³ и гейзера Большой – 46.3 м³.

3.5.7 Измерения 25 апреля 2024 г.

Данные по электропроводности получены с использованием логгера НОВО U24–001 и пересчитаны в содержание хлора с использованием формулы $Cl = -3.461 \cdot T + 0.254 \cdot SC + 31.451$ (рисунок 3.24). Данные по температуре на изливе гейзеров Большой и Великан за время наблюдений – отсутствуют. Установлены пара логгеров НОВО U20–001–01 для регистрации уровня реки Гейзерная. Один регистратор измерял барометрическое давление, а другой был установлен для регистрации атмосферного давления. Уровень воды в реке определялся по разнице между данными двух регистраторов давления. Линейная формула для определения расхода реки по уровню воды была откалибрована по результатам измерений расхода ХТ-методом.

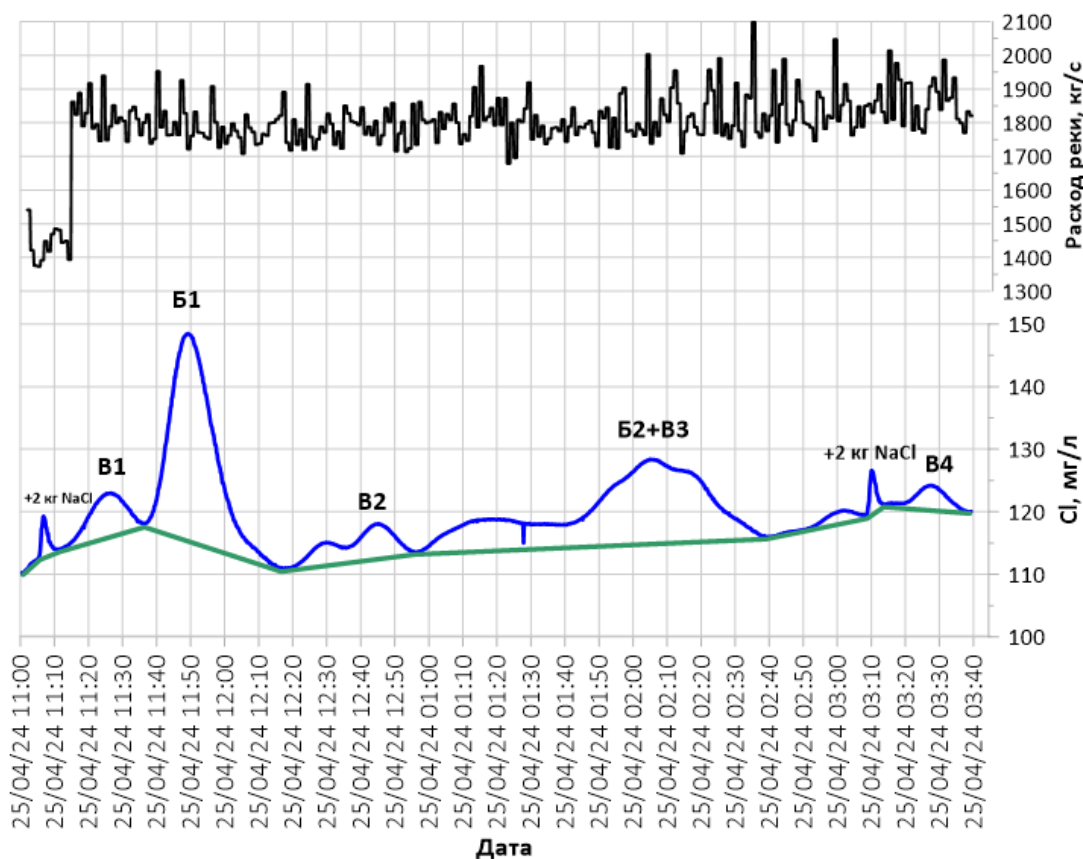


Рисунок 3.24 – Расход р. Гейзерная, концентрация хлора в речной воде за 25.04.2024 г. Черными буквами обозначены максимумы содержания хлора в реке, ассоциированные с извержениями гейзеров Большой (Б) и Великан (В)

В данном случае на графике четко определены повышенные концентрации хлора в р. Гейзерная, вызванные извержениями гейзеров Большой и Великан – обозначены соответствующими буквами и цифрами по порядку. Объемы соответственно равны 64.2 м^3 для гейзера Большой и $8.9, 10.6, 4.1 \text{ м}^3$ для гейзера Великан. Объем извержения двух гейзеров, обозначенный на графике буквами $B2 + B3 = 72.2 \text{ м}^3$. Средние значения объемов извержений гейзера Великан – 7.9 м^3 и гейзера Большой – 64.2 м^3

Средние значения объемов извержений гейзеров Большой и Великан за период с 2012 по 2024 гг. приведены в таблице 3.4.

Таблица 3.4 – Рассчитанные с использованием хлоридного трассерного метода объемы воды, изверженной гейзерами Большой и Великан. Данные до 2021 г. взяты из статьи (Kiryukhin *et al.*, 2022)

Период измерений	Среднее значение объема изверженной воды гейзером Большой, м ³	Среднее значение объема изверженной воды гейзером Великан, м ³
25.05.2012	нет данных	74.3
30.08.2018	10.2	1.7
21.04.2019	22.6	3.0
15.06.2019	13.1	нет данных
31.08.2019	19.8	2.2
07.09.2020	6.8	1.3
23.04.2021	24.5	4.2
26–30.08.2021	50.0	10.0
27.04.2022	17.9	2.6
17.09.2022	52.0	10.4
21.09.2022	48.9	9.8
27.04.2023	39.6	8.8
11–15.09.2023	46.3	9.2
25.04.2024	64.2	7.9

3.6 Выводы по главе III

1. Выполнено обоснование применения хлоридного трассерного метода для оценки расхода р. Гейзерная (Q_r) по записям логгера удельной электропроводности при пакетных запусках NaCl. Расход р. Гейзерная в зимнюю межень (до наступления весеннего снеготаяния) оценивается ХТ методом от 1190 до 1555 кг/с, в осенний период от 1589 до 2349 кг/с. В целом, это согласуется с полученными ранее результатами гидрометрических наблюдений и данными Е. Лебедевой (Лебедева и др., 2024) – «в межень...расход в устье реки 1.5–2 м³/с, в паводки он увеличивается до 1.5 раз». Преимуществом ХТ метода по сравнению с гидрометрическими методами является инвариантность по отношению к сечению потока.

2. Выполнено обоснование применения хлоридного трассерного метода по записям с логгера удельной электропроводности для оценки динамики изменения Q_d и объемов извержений гейзеров Великан и Большой. Получены результаты за период с 2021 по 2024 гг.
3. В том числе, в результате наблюдений за динамикой массового расхода хлора в р. Гейзерная выявлено, что суммарный расход хлора изменяется в диапазоне от 0.19 до 0.3 кг/с. В любое время наблюдается 1-часовая цикличность расхода хлора, связанная с извержениями гейзеров Большой и Великан. На кривых остаточного хлора нет регулярных трендов или суточных колебаний. Возможно, эти колебания связаны с изменениями притока глубинного теплоносителя.
4. Массовый расход глубинной компоненты Q_d (связанный с выносом хлора с предполагаемым коэффициентом 1/900 мг/л) изменяется от 214 до 331 кг/с (в среднем 255 кг/с).

Первое защищаемое положение. Хлоридный трассерный (ХТ) метод является эффективным и надежным инструментом для оценки объемов извержений гейзеров (V) и динамики изменения глубинной составляющей разгрузки термальных вод (Q_d) в бассейнах небольших горных рек со сложным, изменяющимся во времени сечением потока.

ГЛАВА 4 ВЛИЯНИЕ ИНФИЛЬТРАЦИИ ХОЛОДНОЙ ВОДЫ НА ГЕЙЗЕРНЫЙ РЕЗЕРВУАР

4.1. Изменение химического состава воды и газа гейзеров Большой и Великан (1969–2024 гг.)

Флюиды Гейзерного резервуара представляют собой Na-Cl-воду с pH 8.0–9.0 с общим количеством растворенных твердых веществ 1700 мг/л (таблица 4.1.) (*Kiryukhin et al., 2025*). Исходная концентрация хлора в 900 мг/л была оценена как максимальная (*Сугробов и др., 2007*) до катастрофических событий 2007 и 2014 гг., за которыми последовало увеличение инфильтрации и снижение концентрации хлорид-иона. При непосредственном отборе проб из каналов гейзеров отмечается существенное разбавление атмосферными газами (таблица 4.2) (*Kiryukhin et al., 2023*).

Таблица 4.1 – Усредненные химические свойства (в мг/л) флюидов Гейзерного резервуара до и после катастрофических событий 2007 и 2014 гг. Примечание 1: использовались геохимические термометры (Fournier, 1989). Примечание 2: 28 – Большой, 23 – Великан, 3 – Первенец, 20 – Грот, 21 – Аверьевский, 46 – Бурлящий, 52 – Верхний. (*Kiryukhin et al., 2025*)

Дата	№	pH	CO ₃	HCO ₃	Cl	SO ₄	Na	K	Ca	Mg	NH ₄	H ₃ BO ₃	SiO ₂	T Na- K, C	T SiO ₂ , C	T Na- K- Ca, C
1971–2003	28	8.1	1	59	759	139	527	39	18	0	0.6	112	209	158	183	170
1971–2003	23	8.2	1	67	838	142	575	51	19	0	1.1	137	250	176	196	180
1971–2003	3	8.4	2	76	400	115	304	26	15	1	0.6	60	186	172	175	178
1971–2003	46			55	486	115	345	20	23			74	174	136	171	157
2010–2024	28	8.6	11	39	684	159	488	40	16	1	1	89	236	168	192	176
2010–2024	23	8.4	10	50	772	177	540	63	16	5	1.4	108	279	205	204	195
2010–2023	3	8.5	14	43	460	143	346	34	17	1	1.0	69	242	184	194	184
2010–2023	20	8.5	39	18	717	131	496	53	14	2	1.2	109	271	195	202	190
2010–2023	21	9.0	28	19	804	156	556	57	17	3	0.5	109	303	190	210	188
2010–2023	46	8.5	32	20	368	212	311	17	14	0	0.9	61	200	130	180	154
2010–2023	52	9.0	28	16	507	137	374	25	17	1	0.3	55	221	147	187	164

Таблица 4.2 – Химический состав свободного газа (об. %), отобранного на термальных объектах в Долине гейзеров. Начиная с 2017 года, отбор проб проводился А.В. Кирюхиным и Н.Б. Журавлевым со дна канала гейзера по запатентованной методике (RU#195670). Химический анализ газа проведен в Центральной химической лаборатории Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (руководитель Е.В. Карташева), изотопный анализ газа выполнен в ГИН РАН Б.Г. Покровским

№	Источник	Дата	He	H ₂	Ar	O ₂	N ₂	CO ₂	CH ₄	$\delta^{13}\text{C}$ (CO ₂)‰	$\delta^{13}\text{C}$ (CH ₄)‰
23	Великан	04.09.2013			0.90	6.6	48.9	32.7	9.2		
23	Великан	05.09.2013		0.45		0.0	32.1	61.5	5.8	–5.0	–28.3
	Долина Смерти	15.09.2020	0.0005	0.021	0.78	19.4	78.9	0.9	0.0		
23	Великан	27.08.2021		0.002	1.18	7.7	76.6	10.0	4.6	–11.4	–21.3
57	Б- Фурмарола	28.08.2021	0.0003	0.472		0.2	2.6	93.7	3.0	–5.7	–29.0
23	Великан	21.09.2022	0.001122	0.056	1.01	12.1	81.9	4.7	0.4	–13.2	–28.6
17	Флюгер	13.09.2023		21.97	0.49	5.0	34.2	34.1	4.2	–8.9	–28.8
29	Малый	25.04.2024	0.001352	0.0634	1.00	12.0	61.9	24.7	0.1		
57	Б-Фумарола	12.09.2024	0.0003	0.54	0.056	1.3	0.30	86.0	4.6		
17	Флюгер	10.09.2024	0.0007	1.0	1.114	9.7	79.1	8.3	0.6		

Средние многолетние тренды макрокомпонентов химического состава изверженной воды гейзеров за 56 лет (Великан (В), Большой (Б), 1969–2003 гг., 2010–2024 гг.) показывают четкую реакцию на геологические катастрофы, произошедшие в 2007 и 2014 гг. (*Kiryukhin et al., 2023*). В частности, понижения концентрации хлорид-иона в воде гейзеров Большой и Великан с 850 до 760 мг/л для гейзера Великан и с 750 до 670 мг/л для гейзера Большой (рисунок 4.1).

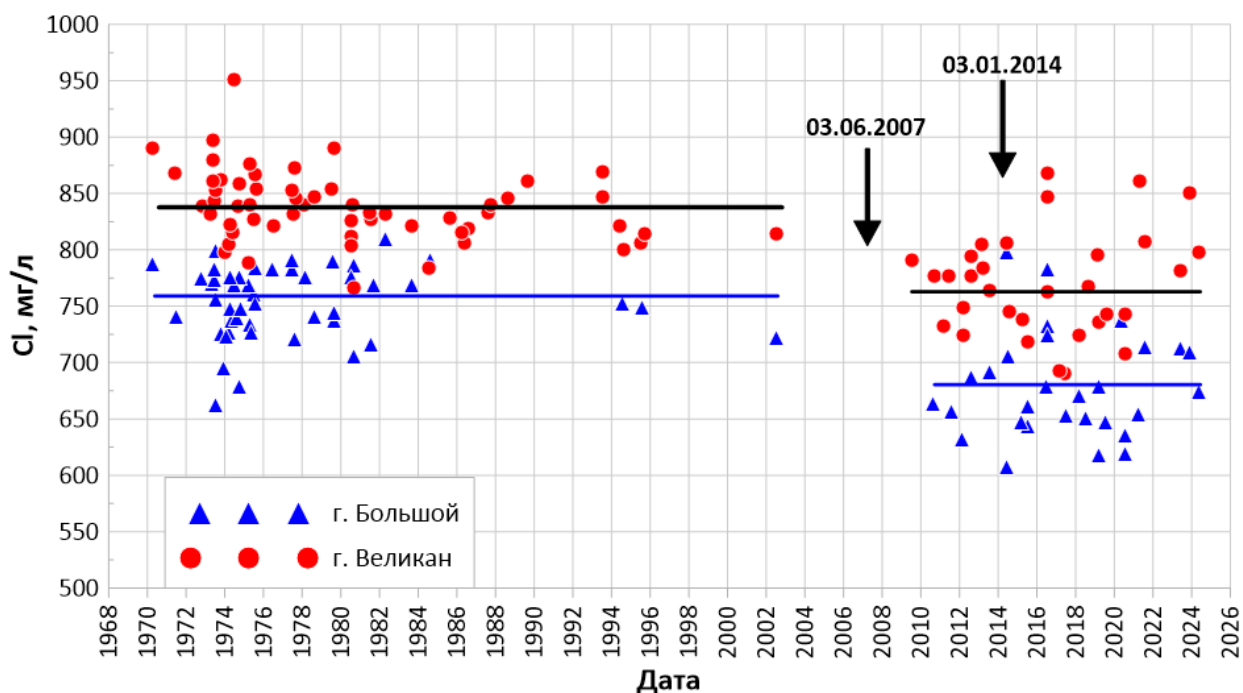


Рисунок 4.1 – Изменение концентрации хлорид-иона в воде гейзеров Большой и Великан за период 1969–2024 гг. Стрелки соответствуют катастрофическому оползню 3.06.2007 г. и селю 3.01.2014 г.

4.2. Изменение объемов извержений гейзеров Большой и Великан за период 2018–2024 гг.

Применение хлоридного трассерного (ХТ) метода для оценки объемов извержений гейзеров осуществлялось 2 раза в год (в зимнюю межень (апрель) и в конце спада паводка (август-сентябрь)) (рисунок 4.2).

Средние значения объемов извержений гейзеров Большой и Великан за указанный период изображены на графике, где прослеживается увеличение объема изверженной воды из гейзера Большой и гейзера Великан в период с 2018 по 2024 гг.: на 45 м³ (+450%) для гейзера Большой и на 7 м³ (+417%) для гейзера Великан.

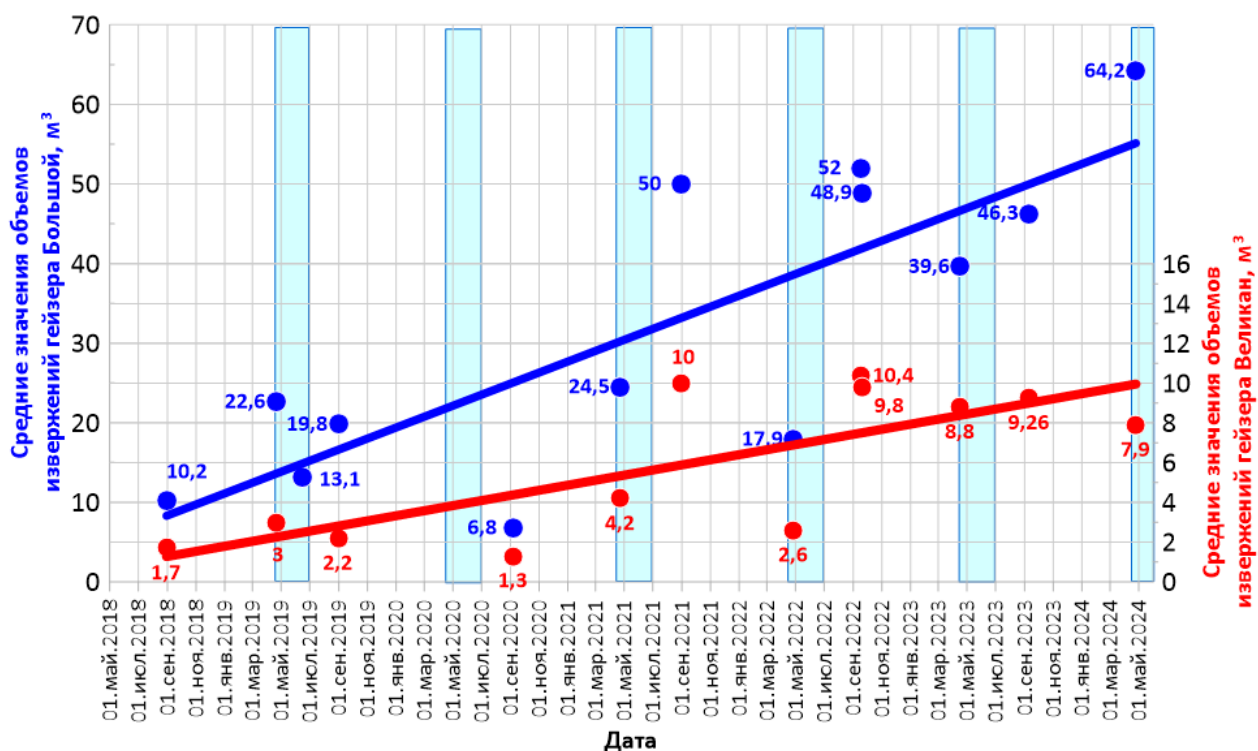


Рисунок 4.2 – Объем воды, изверженной гейзерами Большой (синие кружки) и Великан (красные кружки). Данные 2018–2020 гг. (Kiryukhin et al., 2022), данные 2021–2024 гг. соответствуют таблице 3.4. Красная и синяя линии – аппроксимация данных по средним объемам извержений гейзеров Великан и Большой, соответственно. Голубыми прямоугольниками выделены периоды паводка – с середины мая до конца июня

4.3. Изменение глубинной составляющей термальной разгрузки в р. Гейзерная за период 1961–2024 гг.

По концентрации хлорид-иона в речной воде C_r и расходу реки Q_r по формуле (3.11) можно вычислить глубинную составляющую термальной разгрузки Q_d (рисунок 4.3). Концентрация C_l в глубинной воде гидротермальной системы (C_{upflow}) была принята максимальной до разбавления – 900 мг/л (Сугробов и др., 2009). Значения глубинной составляющей, полученные до 2022 г., взяты из работы (Kiryukhin et al., 2022, рисунок 11) и отражены на рисунке 4.3 с добавлением новых данных.

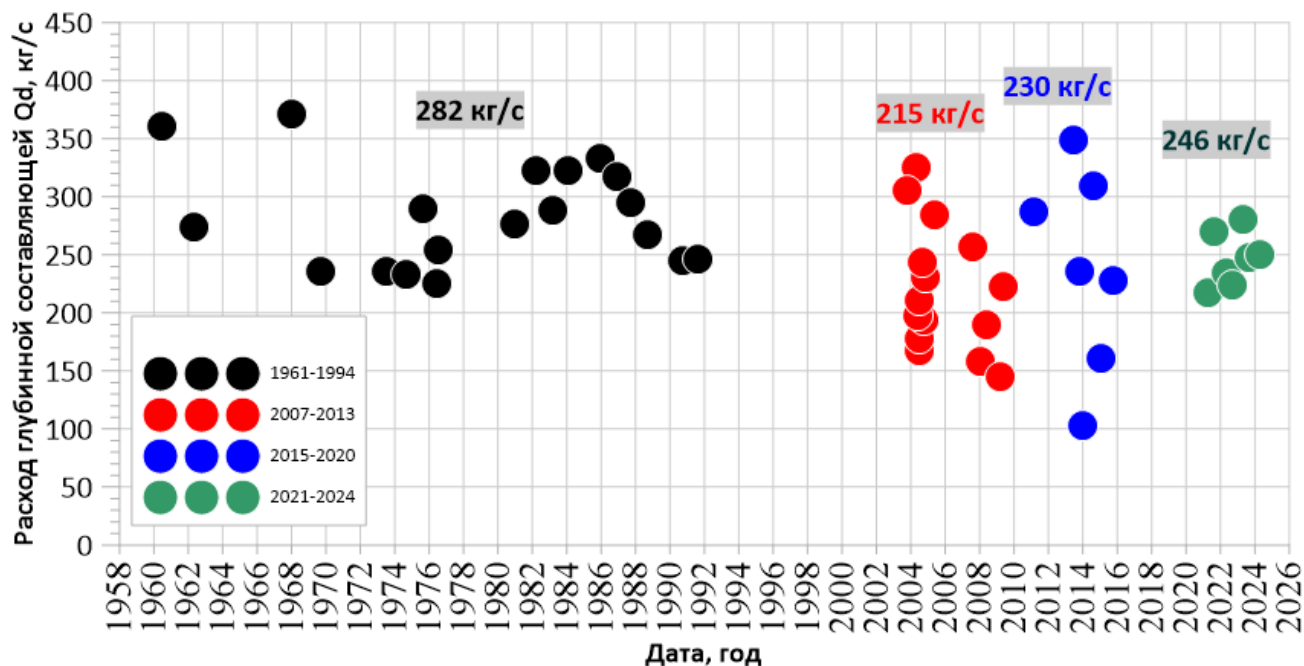


Рисунок 4.3 – Расход глубинной составляющей термальной разгрузки Q_d за период с 1962 по 2024 гг.

В гидрологическом годовом цикле прослеживается значительное (до 70%) снижение разгрузки глубинной составляющей Q_d в р. Гейзерная в период весенне-летнего паводка (рисунок 4.4). График аппроксимации Q_d (рисунок 3.4 – серая линия) также можно использовать для оценки годового объема поступления глубинной составляющей. Годовой объем глубинной воды составляет 8.63 млн. тонн (среднегодовой объем Q_d составляет 274 кг/с), а годовой объем поступления хлора – 7766 тонн (среднегодовой массовый расход Q_{cl} составляет 0.247 кг/с). На этом графике учтен коэффициент пересчета 0.9 г/кг между Q_{cl} и Q_d (при условии, что концентрация хлора в глубинной термальной воде составляет 900 мг/л) (Kiryukhin et al., 2022).

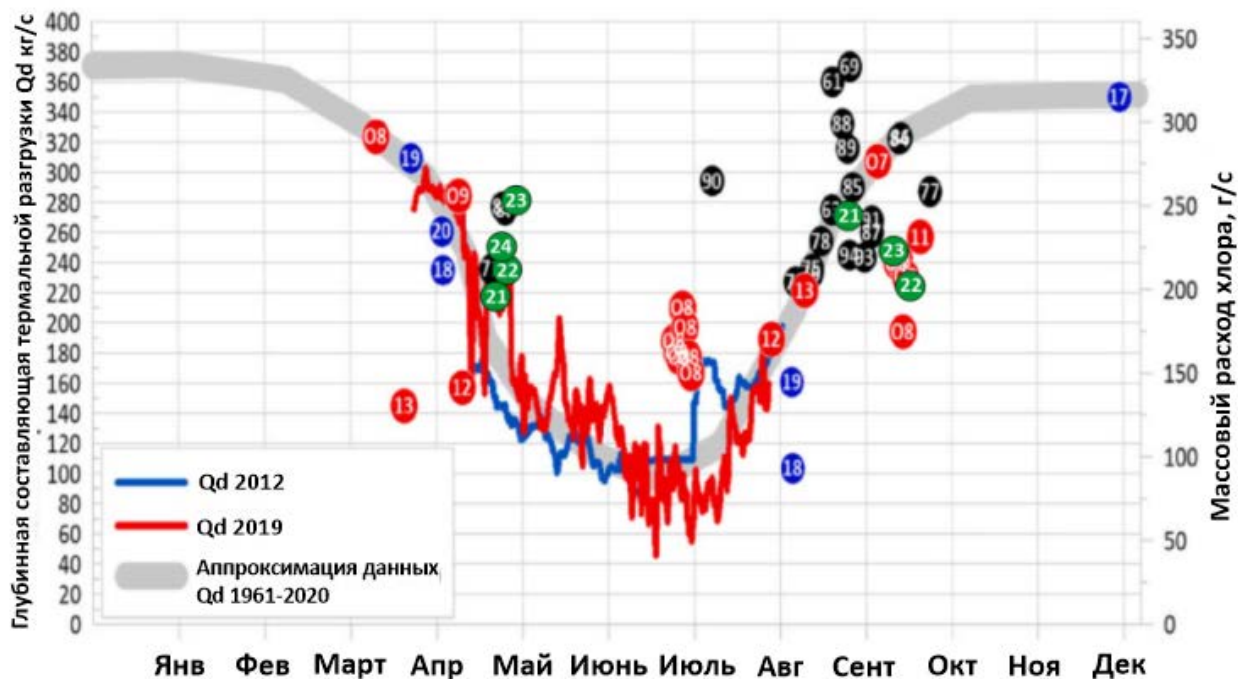


Рисунок 4.4 – Аппроксимация расхода глубинной составляющей разгрузки гидротерм Q_d в гидрологическом годовом цикле обозначена толстой серой линией. Цвет кружка соответствует периоду измерений (рисунок 4.3), цифра в кружке – год измерений. Непрерывные измерения Q_d в 2012 и 2019 гг. показаны синей и красной кривыми соответственно

4.4. Выводы по главе IV

1. Многолетняя химическая история (хлорид-ион) крупнейших гейзеров (Большой и Великан, до и после 2007 г.) подтверждает поступление холодных поверхностных вод в продуктивный Гейзерный резервуар.
2. По оценкам наблюдается увеличение объема изверженной воды гейзерами Большой и Великан с 2018 г. по настоящее время (на 450% для гейзера Большой и на 417% для гейзера Великан).
3. В годовом гидрологическом цикле выявлено значительное (до 70%) снижение глубинной составляющей термальной разгрузки в паводковый весенне-летний период.

Второе защищаемое положение. После геологических катастроф в Долине гейзеров в 2007 и 2014 гг. фиксируются долговременные тренды снижения концентрации хлорид-иона в химическом составе воды гейзеров, увеличение объемов извержений гейзеров (Большой и Великан), уменьшение глубинной составляющей в разгрузке термальных вод Q_d в паводковый период.

ГЛАВА 5 ТЕРМОГИДРОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ИНФИЛЬТРАЦИИ НА ГЕЙЗЕРНЫЙ РЕЗЕРВУАР

5.1. Теоретические основы и управляющие уравнения неізотермической многофазной геофильтрации

Теория неізотермической многофазной геофильтрации рассматривает транспорт и аккумуляцию геофлюидных фаз в земной коре. Ее развитие ускори́лось с появлением высокопроизводительных ЭВМ, необходимых для численного термогидродинамического моделирования.

Одним из наиболее эффективных вычислительных инструментов в последнее время становится семейство вычислительных программ TOUGH2 (Transport of Unsaturated Groundwater and Heat) (*Pruess, 1991, 1999*). Вычислительный код TOUGH2 описывает процессы многофазной многокомпонентной фильтрации и тепломассопереноса в трехмерной трещинно-пористой среде. TOUGH2 был проверен на многих тестовых задачах, на практических примерах, включающих лабораторные физические эксперименты, а также процессы в природных условиях (геотермальные резервуары, распространение загрязнения в водоносных горизонтах, образование вторичных минералов, грунтовые воды, в том числе зоны неполного водонасыщения, размещение радиоактивных отходов в подземных хранилищах, технологии добычи газогидратов, закачку CO₂ и пр.) (*Ки́рюхин и др., 2010*).

Разработка численных термогидродинамических моделей включает следующие основные этапы:

1. Концептуальная модель.
2. Определение геометрии области моделирования.
3. Определение модуля состояния геофлюида.
4. Генерация вычислительной сетки.
5. Определение начальных условий.
6. Определение материальных свойств элементов модели.
7. Определение граничных условий и источников.
8. Задание параметров прогона модели.
9. Анализ полученных при прогоне модели результатов.

TOUGH2 решает уравнения баланса массы и энергии, которые описывают потоки жидкости и тепла в общих многофазных многокомпонентных системах. Адвекция жидкости описывается многофазным расширением закона Дарси; кроме того, во всех фазах имеет место диффузионный перенос массы. Тепловой поток возникает за счет теплопроводности и конвекции, причем последняя включает как явные, так и скрытые тепловые эффекты. Описание термодинамических условий основано на предположении о локальном равновесии всех фаз. Параметры флюида и пласта могут быть произвольными нелинейными функциями первичных термодинамических переменных (Pruess, 1991, 1999).

Управляющие уравнения неизотермической многофазной геофильтрации выражают уравнения сохранения массы и энергии, реализованные в программе TOUGH2:

$$\frac{d}{dt} \int_{V_n} M^k dV_n = \int_{\Gamma_n} F^k d\Gamma_n + \int_{V_n} q^k dV_n \quad (5.1)$$

, где t – время, V_n – произвольный объем в геофильтрационном пространстве с границей Γ_n , M – аккумулятивный член, k – компонент (вода, углекислый газ, нефть и т.д.), $k = 1, 2, 3 \dots NK$, где NK – число компонент; $k = NK + 1$ – тепловой член, F^k – массовый поток компонента k , q^k – внутренние источники и стоки.

Аккумулятивные члены:

$$M^k = \varphi \sum_{\beta} S_{\beta} \rho_{\beta} X_{\beta}^k, \quad (5.2)$$

где φ – пористость, S_{β} – насыщение фазы β , ρ_{β} – плотность фазы β , X_{β}^k – массовая доля компонента k в фазе β . Тепловой аккумулятивный член записывается следующим образом:

$$M^{NK+1} = (1 - \varphi) \rho_R C_R T + \varphi \cdot \sum_{\beta} (S_{\beta} \rho_{\beta} U_{\beta}), \quad (5.3)$$

где ρ_R – минеральная плотность, C_R – удельная теплоемкость, T – температура.

Потоковые члены:

$$F^k = \sum_{\beta} (X_{\beta}^k F_{\beta}), \quad (5.4)$$

где F_{β} – конвективные массовые потоки, рассчитанные по закону Дарси:

$$F_{\beta} = -k \frac{k_{r\beta} \cdot \rho_{\beta}}{\mu_{\beta}} (\nabla P_{\beta} - \rho_{\beta} g), \quad (5.5)$$

где k – проницаемость, $k_{r\beta}$ – относительная проницаемость, μ_{β} – вязкость, давление фазы β равно сумме давления газовой фазы и капиллярного давления.

Тепловой потоковый член:

$$F^{NK+1} = -\lambda \nabla T + \sum_{\beta} h_{\beta} F_{\beta}, \quad (5.6)$$

где λ – теплопроводность, h_{β} – энтальпия фазы β .

В работе при моделировании использовались модули состояния EOS2 и EWASG. Модуль состояния EOS2 предназначен для описания двухфазного (жидкость, газ) двухкомпонентного ($H_2O + CO_2$) флюида. В однофазных условиях основными переменными являются P , T , PCO_2 , в двухфазных условиях – P_g (давление газовой фазы), S_g , PCO_2 . При расчете массовой доли CO_2 используется закон Генри в форме: $PCO_2 = KH \cdot X_{CO_2 \text{ aq}}$, где $X_{CO_2 \text{ aq}}$ – мольная доля CO_2 в жидкой фазе, а KH – функция температуры (возрастает параболически от 100 МПа при 10 °С до 660 МПа при 160 °С, затем падает до 220 МПа при 350 °С). Это объясняет хорошую растворимость CO_2 в холодной воде и переход его в газовую фазу при нагревании.

Для трехмерной модели используется модуль состояния EWASG. Предназначен для описания трехфазного (жидкость, газ, твердая фаза) трехкомпонентного ($H_2O + NCG$ (неконденсирующийся газ) + $NaCl$) флюида. В условиях двух флюидных фаз (жидкость+газ) основными переменными являются P , X_{sm} , $S_g + 10$, T (давление, массовая доля $NaCl$ в растворе X_s или насыщение твердой фазы $S_s + 10$, насыщение газовой фазы $S_g + 10$, температура). Модуль EWASG разработан для моделирования резервуаров, насыщенных минерализованными флюидами и неконденсирующимися газами (NCG). EWASG описывает водный флюид с переменной минерализацией, как смесь воды и $NaCl$. Это позволяет использовать константы растворимости, зависящие от температуры, а также учитывать солеотложение. $NaCl$ в твердой фазе является единственной минеральной фазой, рассматривается аналогично другим фазам (водной и газовой), за исключением того, что она является иммобилизованной (относительная проницаемость твердой фазы определена равной нулю). В качестве неконденсирующихся газов можно рассматривать CO_2 , воздух, CH_4 , H_2 , N_2 . Растворение газов в водной фазе описывается законом Генри с коэффициентами, зависящими от

температуры и минерализации водной фазы (растворимость газов при увеличении минерализации снижается). Учитывается зависимость плотности раствора, энтальпии, вязкости и давления пара от минерализации, а также эффект понижения давления насыщения, связанный с капиллярными и адсорбционными эффектами. Теплофизические свойства, используемые в EWASG, определены до температур до 350 °C, давлений до 80 МПа, парциальных давлений CO₂ до 10 МПа, и минерализации – вплоть до выпадения галита. За исключением энтальпии, теплофизические свойства корректно определены до минимальной температуры 10 °C.

5.2. Инверсионное моделирование iTOUGH2

Основная концепция оценки параметров путем сопоставления модели с наблюдениями восходит к Карлу Фридриху Гауссу, который ввел метод наименьших квадратов для анализа астрономических и геодезических данных в последнее десятилетие XVIII века (*Gauss, 1821*). Теория обратного моделирования описана во множестве учебников по прикладной математике и математической статистике (например, *Beck, 1977; Bickel, 1977; Gill, 1981; Scales, 1985, Larsen, 1986; Van Huffel, 1991; Stengel, 1994; Björck, 1996*). Во многих из этих учебников основное внимание уделяется обсуждению условий оптимальности для конкретных типов функций и ограничений. При моделировании подземных вод и многофазных потоков выходной сигнал модели обычно представляет собой сложную нелинейную функцию параметров, на которые накладываются простые физические ограничения. Практические аспекты того, как сформулировать обратную задачу и как определить минимум объективной функции, представляют основной интерес для гидрогеолога. Хорошее введение с общей практической точки зрения дают (*Beck, 1977; Bickel, 1977; Gill, 1981; Scales, 1985*). Краткое описание некоторых аспектов обратного моделирования можно также найти в работе (*Press, 1992*). Концепция обратного моделирования в контексте гидрогеологии рассматривается в большом количестве научных работ и книжных статей. Они обобщены и рассмотрены в работах (*Neuman, 1973; Yeh, 1986; Kool, 1987; Carrera, 1988; Ewing, 1991; Sun, 1994; McLaughlin, 1996*). Подход, реализованный в iTOUGH2, лучше всего описан в классической серии работ (*Carrera, 1986a, 1986b, 1986c*).

iTOUGH2 – это компьютерная программа, обеспечивающая возможности инверсного моделирования для кода TOUGH2. Хотя основной целью iTOUGH2 является

оценка параметров, связанных с моделью, путем автоматической калибровки моделей TOUGH2 по лабораторным или полевым данным, информация, получаемая при оценке чувствительности рассчитанного отклика системы к определенным входным параметрам, может также использоваться для изучения целесообразности предлагаемой экспериментальной схемы и анализа неопределенности прогнозов модели.

Обратное моделирование начинается с формулировки так называемой прямой или непосредственной задачи. Должна быть разработана модель, способная имитировать общие особенности поведения системы в условиях измерения. Этот этап включает в себя математическое и численное описание соответствующих физических процессов, определение геометрии модели, задание начальных и граничных условий, дискретизацию в пространстве и времени, выделение зон, в которых параметры модели считаются постоянными, и т.д. Все параметры, не подлежащие оценке, фиксируются в наилучших известных значениях. Важно понимать, что фиксированные параметры являются частью структуры модели, к которой относится решение обратной задачи. Прямая задача решается с помощью симулятора TOUGH2.

Информация о параметрах модели берется из измерений состояния системы. Наличие достаточного количества чувствительных данных высокого качества является ключевым требованием для надежной оценки параметров модели. Измеренный и рассчитанный отклик системы должны соответствовать друг другу по характеру, местоположению, времени и масштабу. Выходные данные модели и измеренные данные сравниваются только в дискретных точках в пространстве и времени, так называемых калибровочных точках (*Finstlerle, 2007*).

5.3. Локальная 2D термогидродинамическая TOUGH2-EOS2 модель Гейзерного резервуара

Концептуальные модели продуктивного Гейзерного резервуара были представлены в виде геологических разрезов вдоль реки Гейзерная, показанных на рисунке 15 в (*Kiryukhin, 2016*) и рисунке 19 в (*Kiryukhin et al., 2018*). Эти разрезы показывают, что продуктивный резервуар в Долине гейзеров ограничен сверху породами с низкой проницаемостью (сложенными гидротермальными глинами, преимущественно смектитами и каолинитами), и разгрузка осуществляется через каналы гейзеров и горячих источников на поверхность Земли. Пополнение резервуара Гейзерный

происходило на отметках около 350 м через несколько зон восходящего потока, приуроченных, по-видимому, к активным разломам и дайкам. Средняя мощность резервуара от 50 до 300 м. Площадь распространения термальных проявлений составляет 3.4 км^2 , а наиболее интенсивная разгрузка гейзеров происходит на площади около 1.35 км^2 (рисунок 2.4).

5.3.1. Сборка модели

В данном разделе использовалась простая геометрическая численная модель размером $500 \times 500 \times 300 \text{ м}$ (рисунок 5.1) для понимания относительно устойчивого «природного состояния-1» (до катастрофического оползня 3 июня 2007 г. и селя 3 января 2014 г.) и переходного «природного состояния-2» (после указанных катастроф), когда за счет эрозии водоупора началась инфильтрация поверхностных вод в резервуар. Поскольку геометрия 2D-модели охватывает лишь $1/5$ часть от площади наиболее интенсивной гейзерной разгрузки (рисунок 5.1), были использованы соответствующие соотношения для задания граничных условий и калибровки.

1. Геометрия модели и вычислительная сетка. Модель имеет размеры $500 \times 500 \times 300 \text{ м}$ и представляет собой примерно $1/5$ всего Гейзерного резервуара.
2. Модуль состояния. Для отображения на модели значительной роли неконденсирующихся газов (особенно CO_2) в механизме извержения гейзеров использовался модуль EOS2 (двухкомпонентный $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, двухфазная жидкость+газ (Pruess, 1999)).
3. Вычислительная сетка. Используется горизонтальная двумерная прямоугольная сетка. Всего на модели задано 100 элементов, с размером одного элемента $50 \times 50 \times 300 \text{ м}$.
4. Зонирование модели и определение материальных свойств. Модель включает два домена со схожими свойствами материала: домен «ROCK1» (используется для задания питания/разгрузки) и домен «INJEC» (область возможной инфильтрации поверхностных вод) (таблица 5.1).
5. Граничные условия, источники и стоки. Приток глубинного теплоносителя определялся в элементе № 1 модели с расходом воды 50 кг/с и CO_2 $0.005\text{--}0.25 \text{ кг/с}$ (массовая доля CO_2 соответственно определена в диапазоне от 0.0001 до 0.005),

энтальпия определена в диапазоне от 504 кДж/кг (120 °С) до 1140 кДж/кг (260 °С). Разгрузка определялась как «скважина на самоизливе» в элементе № 100 модели с параметрами $PI = 10^{-10} \text{ м}^3$ (индекс продуктивности), $P_b = 2 \text{ бар}$ (забойное давление).

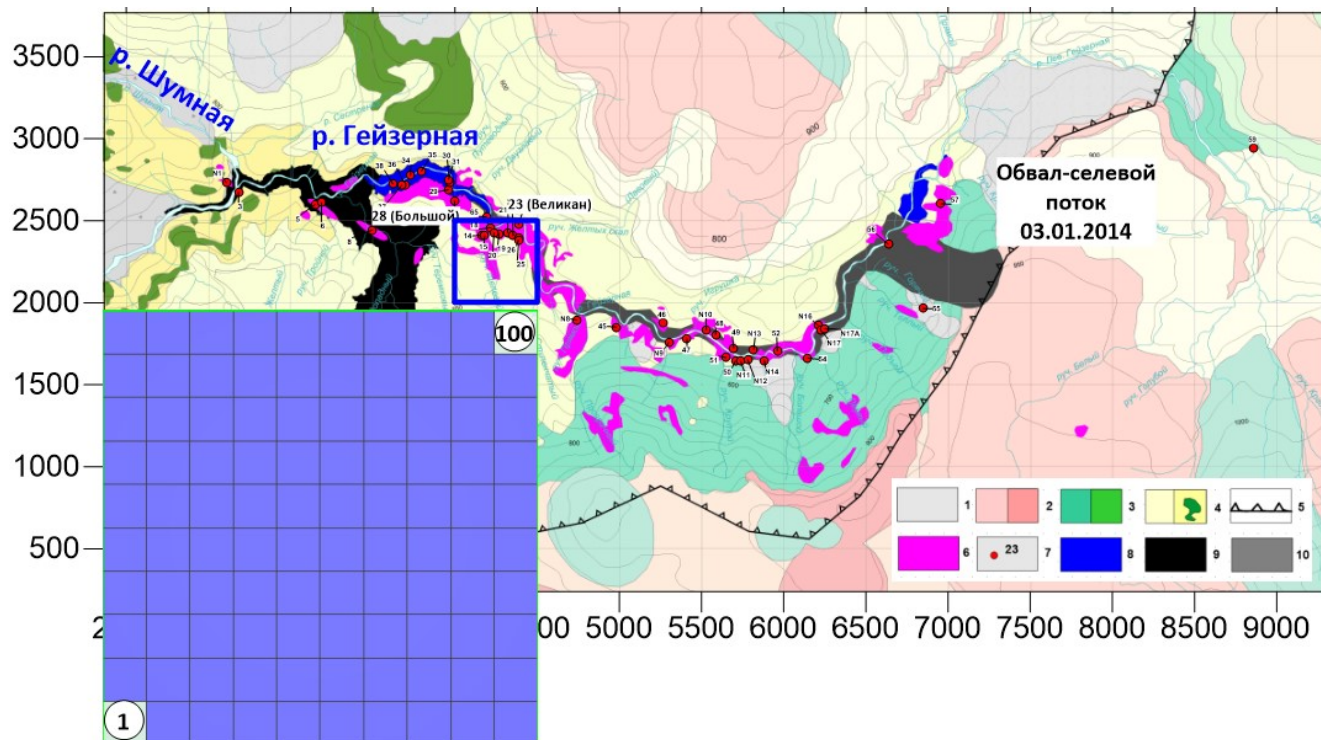


Рисунок 5.1 – Локальная двухмерная численная модель для описания 1/5 части Гейзерного резервуара: геометрия (500×500 м), сетка (10×10), источники массового и теплового питания (№ 1 – высокотемпературный восходящий поток ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$), № 100 – разгрузка гейзеров/горячих источников), домен «INJEC» с возможной инфильтрацией поверхностных вод показан синим цветом

Таблица 5.1 – Фильтрационно-емкостные и теплофизические свойства, определенные в 2D-модели. ρ – плотность скелета породы, кг/м³; Φ – пористость; k – проницаемость, мД (10^{-15} м^2); λ – теплопроводность, Вт/м/°С; HC – удельная теплоемкость породы, Дж/кг/°С; C – сжимаемость породы, Па⁻¹; RP – относительная проницаемость

Домен	ρ кг/м ³	Φ	k , мД (10^{-15} м^2)	C , Па ⁻¹	λ Вт/м/°С	HC Дж/кг/°С	$RP (S_{lr \min}=0.2, S_{lr \max}=0.9$ $S_{gr \min}=0.1, S_{gr \max}=0.7)$
ROCK1, INJEC	2600	0.1	1000	0.0	2	1000	Linear

5.3.2. Прямое TOUGH2 моделирование влияния инфильтрации

Катастрофический оползень 3 июня 2007 г. изменил поверхностные гидродинамические граничные условия: оз. Подпрудное-1 перевело часть гейзеров в режим скважин-инжекторов холодной воды. Кроме того, катастрофический селевой

поток 3 января 2014 г. нарушил водоупорный слой вдоль р. Гейзерная, сквозь который так же стала возможна инфильтрация холодной воды. Таким образом, после 2007 г., в модель «естественное состояние-2» были внесены следующие дополнения.

6. Начальные условия. В качестве начальных условий были использованы распределения давления, температуры, газонасыщенности и парциального давления PCO_2 , полученные в результате моделирования «естественного состояния-1».
7. Параметры моделирования. Область «INJEC» рассматривалась как зона инфильтрации с зависящими от времени массовыми скоростями инфильтрации Q_i и энтальпией 42 кДж/кг (соответствует температуре воды 10 °C) – во все элементы задавалось поступление холодной метеорной воды в период с середины мая по конец июня. Время моделирования – 11 лет.
8. Результаты моделирования. Прямое моделирование в данном случае использовалось для оценки одного из искомым параметров – массовой доли CO_2 . Остальные неизвестные величины (энтальпия исходного, «родительского» флюида и расход инфильтрации метеорной воды) оценивались с использованием инверсионного iTOUGH2 моделирования. В результате прямого TOUGH2 моделирования было получено 4 варианта с массовой долей CO_2 0.005, 0.0005, 0.0001 и 0.000025. Глубинная составляющая термальной разгрузки Q_d оценивалась как массовый расход CO_2 в элементе модели № 100 («скважина на самоизливе») деленный на массовый расход CO_2 в элементе модели № 1 – эти данные использовались для калибровки модели.

5.3.3. Обратное iTOUGH2 моделирование

Как было отмечено выше, инверсионное iTOUGH2 моделирование (*Finsterle, 2004, 2014*) использовалось для оценки таких неизвестных параметров, как энтальпия «родительского» флюида (элемент модели № 1) и расход инфильтрации метеорной воды (задавался отличным от нуля ежегодно с 15 мая по 30 июня) в каждом элементе домена модели INJEC.

Калибровка осуществлялась по величине расхода глубинной компоненты Q_d , в элементе модели № 100 («скважина на самоизливе»). При этом разгрузка глубинной компоненты оценивалась как массовый расход CO_2 (из элемента № 100 модели),

деленный на массовый расход CO_2 (заданный в элементе № 1). Таким образом, CO_2 использовался в модели в качестве трассера глубинной компоненты флюида вместо хлорид-иона, который использовался в качестве трассера при полевых исследованиях (глава 2).

В результате были получены следующие оценки искомых параметров (таблица 5.2), воспроизводящие на модели наблюдаемое во время весенне-летних паводков снижение Q_d (рисунок 5.2).

Таблица 5.2 – Сценарии обратного моделирования и оценки неизвестных параметров модели. Примечания: h – энтальпия глубинного флюида, кДж/кг (элемент модели № 1); Q_i – зависящие от времени (назначаются ежегодно с 15 мая по 30 июня) массовые скорости инфильтрации в каждом элементе модельной области INJEC; X_{CO_2} – массовая доля CO_2 в глубинном флюиде (элемент модели № 1)

iTOUGH2 сценарий	X_{CO_2}	h , кДж/кг (T , °C)	Q_i , кг/с	Стандартное отклонение результатов моделирования Q_d от фактических данных Q_d (рисунок 4.3), %
01	0.005	715 (169°C)	1.63	11.7
02	0.0005	679 (161°C)	0.93	13.5
03	0.0001	667 (158°C)	0.701	17.6
04	0.000025	676 (160°C)	1.01	22.6

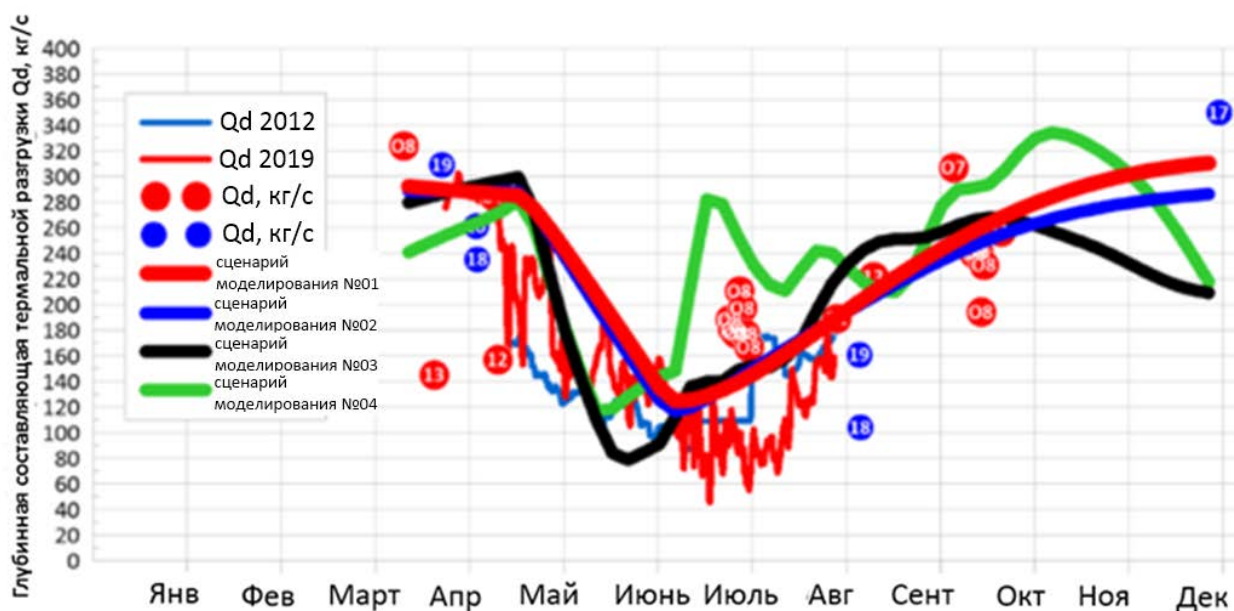


Рисунок 5.2 – Изменение глубинной составляющей термальной разгрузки Q_d , полученное в результате инверсионного iTOUGH2 моделирования (сценарии 01, 02, 03, 04 – таблица 5.2) в сравнении с опытными данными в гидрологическом годовом цикле (рисунок 4.4). Примечание: цифра в кружке соответствует году измерений, непрерывные измерения Q_d в 2012 и 2019 гг. показаны синей и красной кривыми соответственно

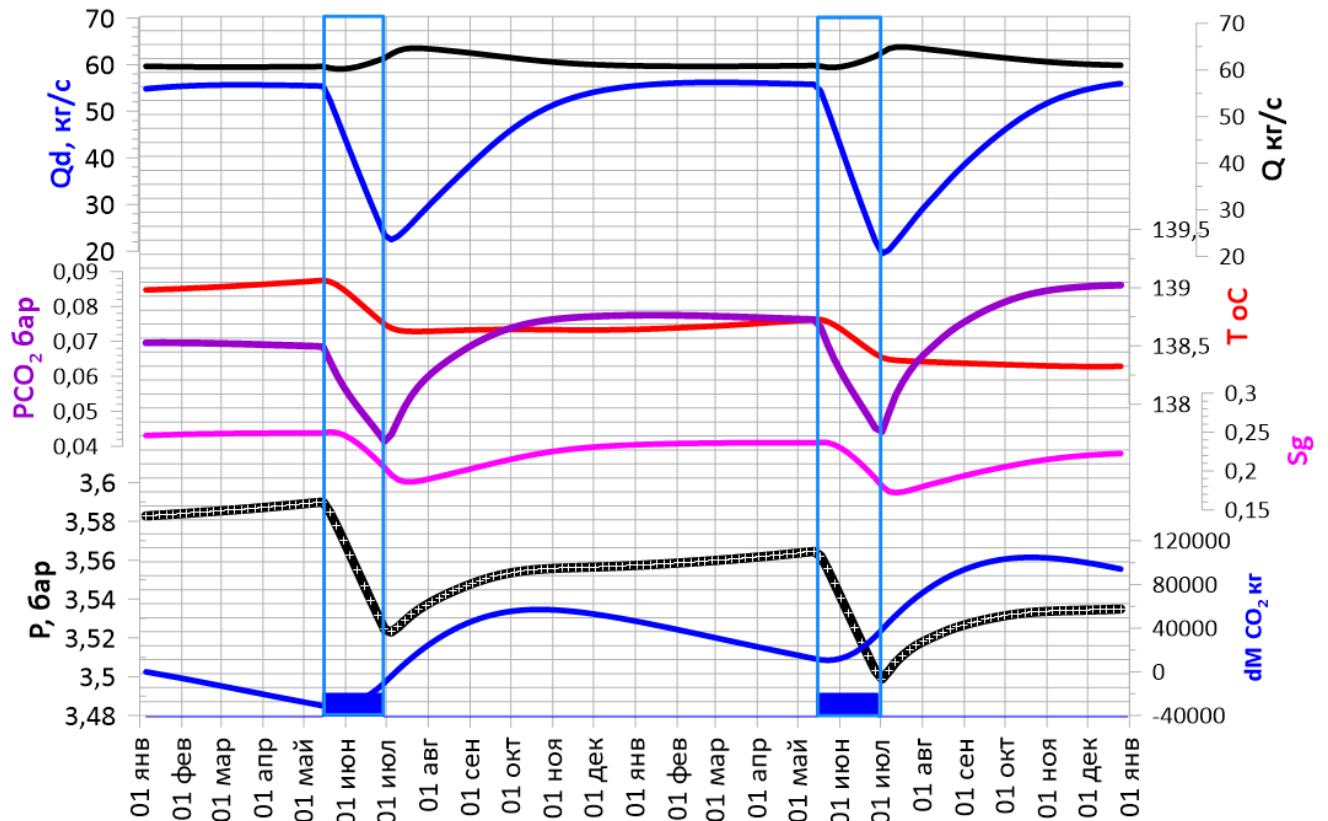


Рисунок 5.3 – Результаты моделирования с учетом сезонной инфильтрации холодной воды (сценарий № 02, таблица 5.2, временной интервал от 8 до 10 лет). Легенда: давление (P), парциальное давление CO_2 (PCO_2), газонасыщенность (Sg), температура (T, °C), расход (Q), расход глубинной компоненты (Qd) – в элементе модели № 100 (гейзер), и суммарное массовое накопление CO_2 в пласте (dM CO_2 , кг). Прямоугольниками обозначены временные периоды инфильтрации холодной воды

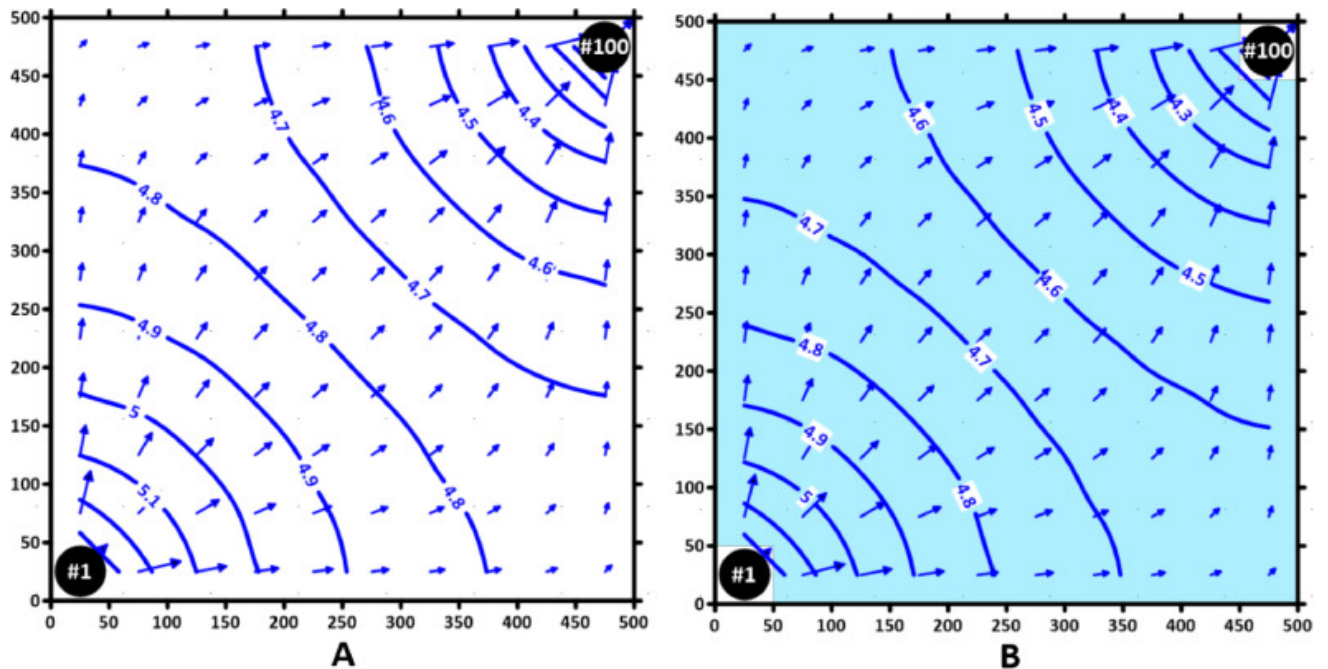


Рисунок 5.4 – Моделирование (сценарий № 02, таблица 5.2) распределения давления в продуктивном резервуаре Гейзерный (бар): А – непосредственно перед началом инфильтрации поверхностных вод; В – в конце временного интервала инфильтрации поверхностных вод (+1.5 месяца)

На рисунке 5.3 показаны давление, газонасыщение, температура, парциальное давление CO_2 , расход разгрузки, расход глубинной составляющей – в элементе модели № 100 и общее накопление массы CO_2 в продуктивном резервуаре Гейзерный (сценарий № 02). В зоне питания гейзера в период ежегодного поступления холодной воды (с 15 мая по 30 июня) наблюдаются следующие изменения: (1) падение пластового давления (P) с 3.58 до 3.52 бар (–0.06 бар); (2) падение газонасыщения (Sg) (–0.04); (3) падение температуры (–0.3 °C); (4) падение расхода глубинной составляющей (Qd) (–61%); (5) увеличение расхода питания (Q) (+7%); (6) падение парциального давления CO_2 с 0.07 до 0.04 бар (–0.03 бар). На рисунке 5.3 также показано, что за счет проникновения холодной воды в пласт ежегодно секвестрируется 40000 кг CO_2 , что составляет 5.1% от питания CO_2 с глубины.

На рисунке 5.4 показаны изменения распределения давления (общее падение давления 0.1 бар) в модели Гейзерного резервуара в момент времени (1) непосредственно перед началом инфильтрации холодной воды – диапазон давлений 4.6–4.9 бар (рисунок 5.4А); (2) после 1.5 месяцев инфильтрации поверхностной холодной воды в продуктивный Гейзерный резервуар – диапазон давлений 4.5–4.8 бар (рисунок 5.4В). Это двухфазный эффект ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$), когда поступающий флюид (поверхностные воды) вызывает падение давления в пласте, за которым следует значительное снижение разгрузки глубинной составляющей.

Приведенные рисунки объясняют падение Qd в период весенне-летнего паводка как результат эффекта вакуума (падения давления) от поступления холодной воды в Гейзерный резервуар, вызванный конденсацией газовой фазы (которая ускоряется за счет повышения растворимости CO_2 в холодной водной среде) и последующим падением пластового давления.

5.4. 3D термогидродинамическая TOUGH2-EWASG модель магмо-гидротермальной системы Долины гейзеров – вулкан Кихпиныч

Сборка 3D термогидродинамической модели магмо-гидротермальной системы Долины гейзеров – вулкан Кихпиныч осуществлена в соответствии с геологической картой (рисунок 2.2) и сопровождающим ее геологическим разрезом АБ (рисунок 2.3).

5.4.1. Сборка модели

Предполагаемая концептуальная модель циркуляции тепла и флюидов в магмо-гидротермальной системе влк. Кихпиныч и Долине гейзеров показана на рисунке 5.5.

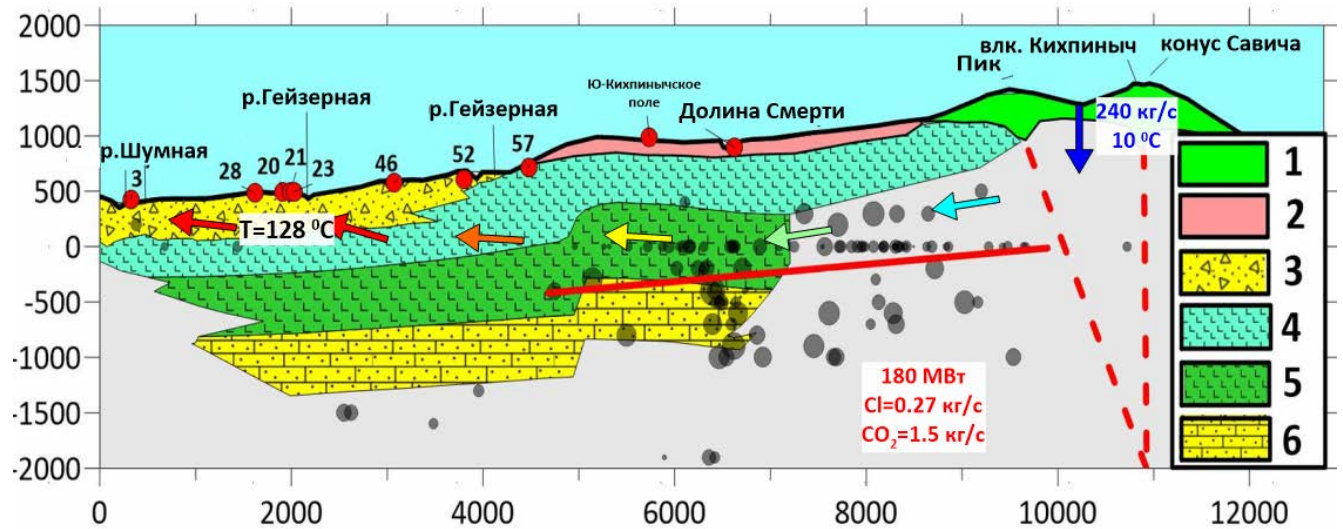


Рисунок 5.5 – Концептуальная модель процессов тепло– и массообмена в магмо-гидротермальной системе Долины гейзеров – влк. Кихпиныч. Стрелки соответствуют векторам потоков. Условные обозначения: 1 – андезиты и базальты Q_4 , 2 – риолитовые и дацитовые лавы

$Q_3 - Q_4$, 3 – кальдерные туфы Q_{3-4} , 4 – 5 – андезитовые и базальтовые лавы Q_{2-3} ,

6 – седиментционно-вулканогенные породы N_2 . Красные кружки с цифрами – термальные проявления (таблица 2.1); серые кружки – гипоцентры землетрясений, размер пропорционален магнитуде, красные пунктирные линии – предполагаемые магмоподводящие каналы влк. Кихпиныч. Стрелками обозначено предполагаемое движение метеорных вод от области питания к области разгрузки. Красная линия – силл, выявленный с использованием программы FracDigger, цифры в белом квадрате – суммарная величина конвективной тепловой разгрузки гидротермальной системы Долины гейзеров (180 МВт), приток глубинных компонентов Cl (соответствует содержанию хлора в глубинном «родительском» теплоносителе) и CO_2 (соответствует калибровке модели по варианту № 1 (таблица 5.2)). Масштаб по оси в метрах (Kiryukhin et al., 2025)

Сборка модели осуществлялась следующим образом.

1. Геометрия модели включает в себя область Долины гейзеров и влк. Кихпиныч. Это площадь $9.5 \times 8.0 \text{ км}^2$, которая охватывает вертикальный диапазон от -1500 м до топографической поверхности.
2. Модуль состояния: EWASG: трехфазный (твердая фаза, жидкость и газ) трехкомпонентный (вода, NaCl, CO_2) флюид.
3. Вычислительная сетка. Модель состоит из 5-ти слоев, с размером базового элемента $500 \times 500 \times 500 \text{ м}$. Элементы верхнего слоя соответствуют топографической поверхности, общее количество элементов модели составило 1520.

4. Зонирование модели и материальные свойства. Материалы, заданные в модели, представлены в таблице 5.3 и отражены на рисунке 5.6. ROCK1 – вмещающие горные породы низкой проницаемости (заданы для определения границ циркуляционной системы в слое +750 м); RECH1 – область метеорного водного питания из постройки влк. Кихпиньч (конус Савича на отметках выше 1500 м), где была определена инфильтрация (в слое +250 м); HEAT1 – область источников тепла, соответствующая объему инъекции магмы (в слое –250 м, силл, определенный по сейсмическим данным); RECH2 – область притока глубинного Cl и CO₂ (в слое –250 м, связана с магматической активностью); CAPR1 – низкопроницаемая порода над областью инъекций магмы (в слое +250 м); BASE1 – фундамент, состоящий из дотретичных вулканических и осадочных пород низкой проницаемости (в слое –1250 м); GEYS1 – продуктивный Гейзерный резервуар с высокой проницаемостью (большая часть в слое +250 м, частично в области HEAT1 в слое –250 м); DUMMY – низкопроницаемая область верхнего слоя +750 м, для представления теплопотерь кондуктивной теплопроводности; INFL1, INFL2 – области инфильтрации, возникшие после катастрофических событий 2007 и 2014 гг.
5. Граничные условия, источники и стоки. Условия питания метеорной водой были определены в области RECH1 (рисунок 5.6, слой +250 м): 19 элементов × 13.2 кг/с, 42 кДж/кг (10 °C). Это соответствует суммарной массовой разгрузке гидротермальной системы Долины гейзеров (в среднем 250 кг/с). Тепловое питание за счет инъекции магмы определено в области HEAT1 (рисунок 5.6, слой –250 м): 50 элементов × 3.6 МВт. Это соответствует суммарной величине конвективной тепловой разгрузки гидротермальной системы Долины гейзеров (180 МВт), если принять базовую энтальпию в 720 кДж/кг (170 °C). Приток глубинных компонентов Cl и CO₂ определен в области RECH2 (рисунок 5.6, слой –250 м): в 19 элементах по 0.01422 кг/с (Cl), 0.079 кг/с (CO₂). Массовая доля CO₂ соответствует калибровке модели по варианту № 1 (таблица 5.2). Массовая доля Cl соответствует содержанию хлора в глубинном «родительском» теплоносителе, определенном как 900 мг/л (Сугробов и др., 2009). Разгрузка в виде гейзеров и горячих источников определена «скважинами на самоизливе» в трех элементах модели, соответствующих областям с наиболее значимой термальной разгрузкой

(№ 3, 28, 20, 21, 23 – Первенец, Большой, Грот, Аверьевский и Великан, соответственно). Были использованы следующие параметры для «скважин на самоизливе»: $P_b = 1$ бар, продуктивный индекс PI варьировался в диапазоне от 10^{-10} м^3 (№ 3, 28) до 10^{-9} м^3 (№ 20, 21, 23). Кондуктивный тепловой поток 60 мВт/м^2 был задан во всех элементах нижнего слоя -1250 м (область BASE1, рисунок 5.6).

Таблица 5.3 – Фильтрационно-емкостные и теплофизические свойства трехмерной модели Долины гейзеров и влк. Кихпиныч (DG-2G). ρ – плотность, кг/м^3 ; Φ – пористость; k – проницаемость мД (10^{-15} м^2); λ – теплопроводность, $\text{Вт/м}^\circ\text{C}$; HC – удельная теплоемкость породы, $\text{Дж/кг/}^\circ\text{C}$; C – сжимаемость породы, Па^{-1} ; RP – относительная проницаемость

Домен	$\rho \text{ кг/м}^3$	Φ	$k, \text{мД}$ 10^{-15} м^2	$C, \text{Па}^{-1}$	$\lambda,$ $\text{Вт/м}^\circ\text{C}$	$HC,$ $\text{Дж/кг/}^\circ\text{C}$	RP (RP1=RP3=0.0, RP2=RP4=1.0)
ROCK1	2700	0.08	0.001	0.0	2.0	1000	Linear
RECH1	2600	0.2	1000	0.0	1.4	1000	Linear
HEAT1	2600	0.2	1000	0.0	1.4	1000	Linear
CAPR1	2600	0.1	0.01	0.0	1.0	1000	Linear
BASE1	2700	0.02	0.01	0.0	2	1000	Linear
GEYS1	2600	0.2	1000	0.0	1.4	1000	Linear
RECH2	2600	0.2	1000	0.0	1.4	1000	Linear
DUMMY	2500	0.2	0.01	0.0	1.0	1000	Linear
INFL1	2600	0.2	1000	0.0	1.4	1000	Linear

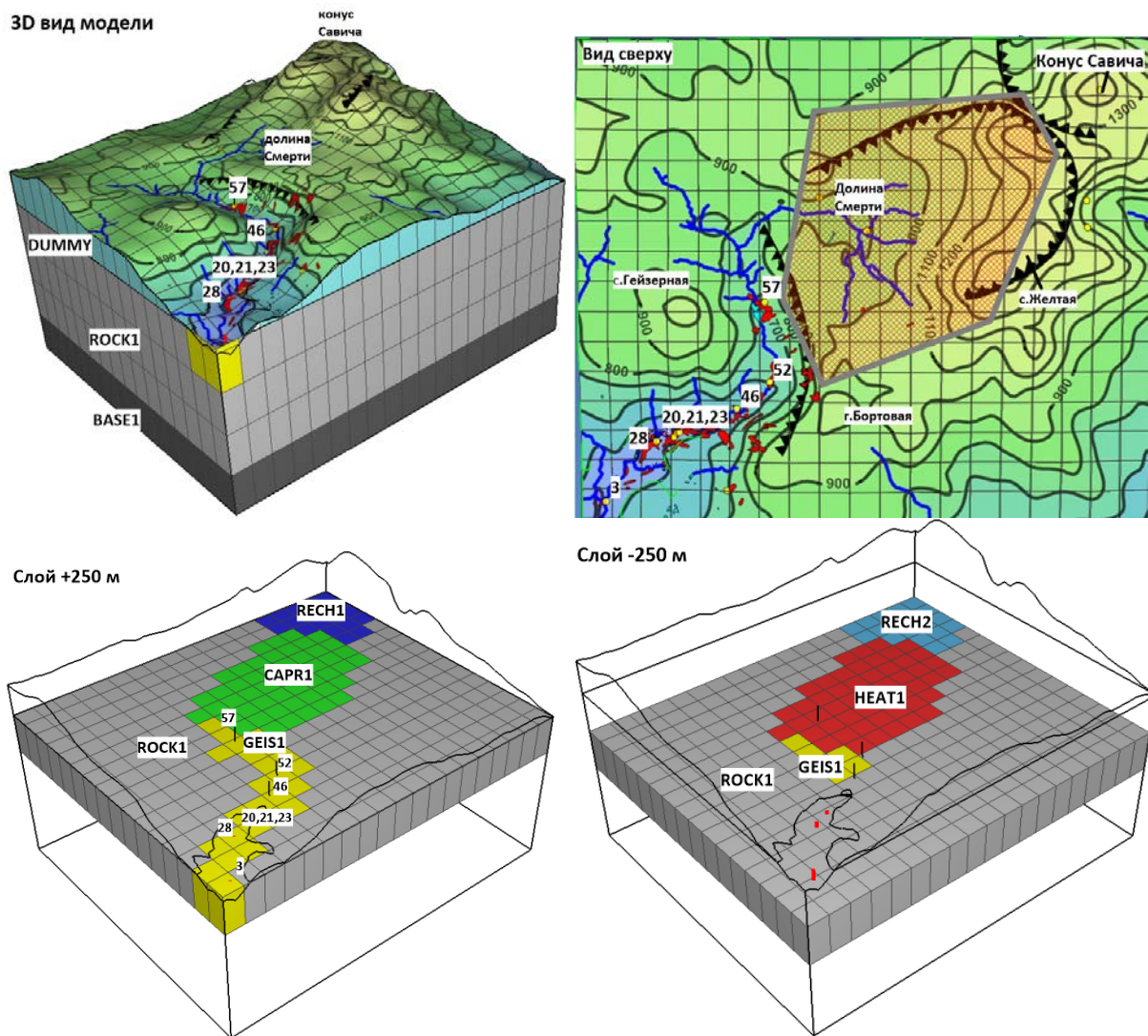


Рисунок 5.6 – Модель «естественного состояния-1»: 3D-вид, вид сверху, слой модели на высоте 250 м, слой модели на высоте –250 м. Заштрихованная область – силл, обнаруженный методом Frac-Digger по сейсмическим данным (Кугаенко и др., 2010)

5.4.2. Моделирование условий формирования магмо-гидротермальной системы

Сценарий «естественное состояние-1» соответствует 5000-летней истории формирования магмо-гидротермальной системы Долины гейзеров и влк. Кихпинич.

6. Начальные условия. Для определения давления и температуры использовались линейные начальные условия ($P = 5.0 \cdot 10^6 - 10^4 \cdot Z$, $T = 18.5 - 0.025 \cdot Z$, где Z – высота над уровнем моря, P – давление в Па, T – температура в °C), а массовой доле Si и CO_2 были присвоены постоянные начальные значения ($X_{sm} = 0.0$, $X_{CO_2} = 30$ Па).

7. Параметры моделирования. Запуск модели «естественное состояние-1» проводился на 5000 лет, предполагаемый период относительно стабильного теплового и массового питания за счет магматической активности влк. Кихпинич.
8. Результаты моделирования. Менее чем за 1000 лет температура в модельном резервуаре достигла 128 °С, газонасыщенность составила 0.70, концентрация Cl достигла 900 мг/л, а расход разгрузки составил 240 кг/с в модельном элементе 954, включающем в себя наиболее значимые термальные разгрузки Долины – гейзеры Великан, Грот и Аверьевский (№ 23, 20 и 21 соответственно) (рисунок 5.7).

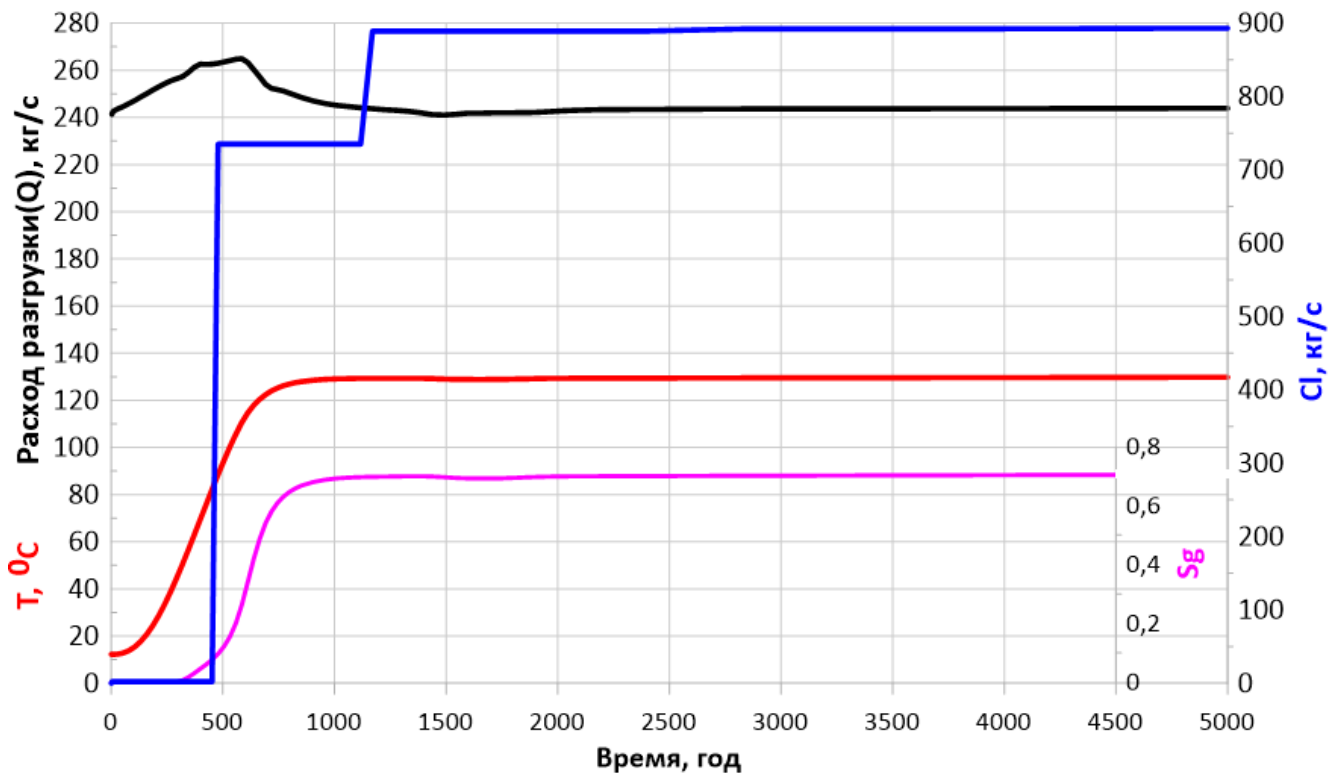


Рисунок 5.7 – Модель «естественное состояние-1» (сценарий DG-2H): T, Sg, Cl – в элементе 954 (№ 20, 21, 23), расход разгрузки Q (№ 20, 21, 23) в зависимости от времени (0–5000 лет)

На рисунках 5.8 и 5.9 показано пространственное распределение температуры и газонасыщенности в Гейзерном резервуаре и прилегающей к нему зоне питания магмой/флюидом: температура колеблется от 100 до 170 °С, а газонасыщение составляет от 0.05 до 0.65 в средней части всей гидротермальной системы. Высокая газонасыщенность наблюдается из-за значительной доли CO₂ в питании геотермальными флюидами.

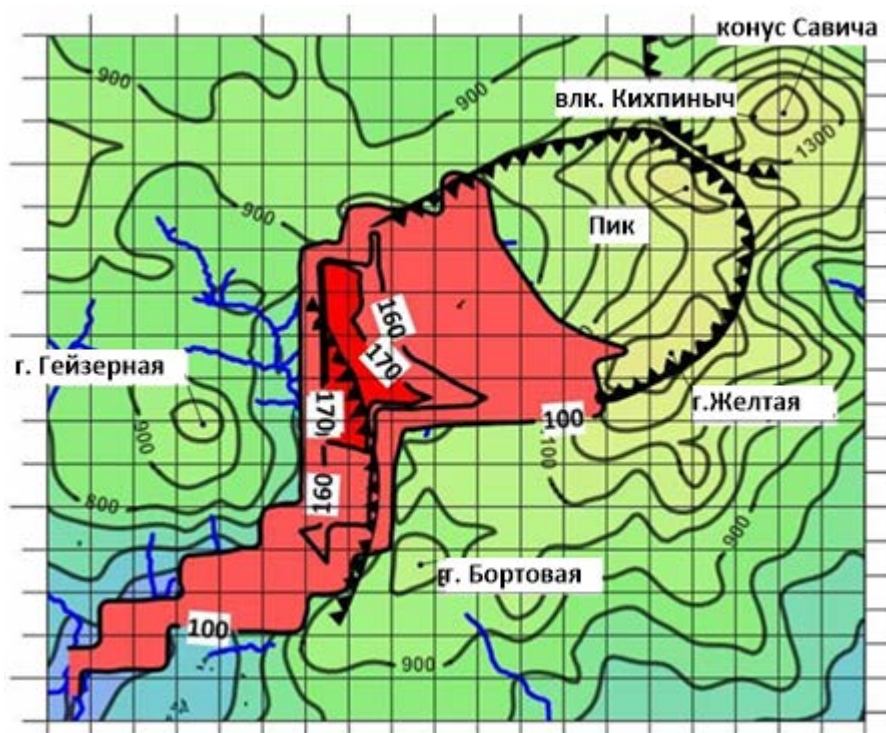


Рисунок 5.8 – Модель «естественное состояние-1» (сценарий DG-2H): распределение температуры (максимальное) на высоте +250 м и –250 м после 5000-летнего периода моделирования

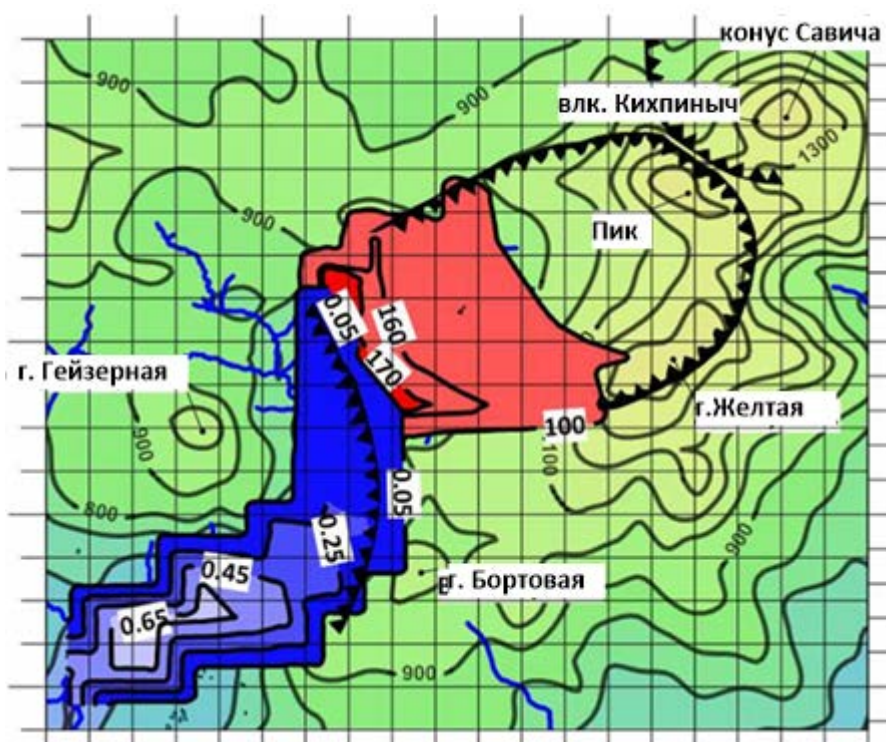


Рисунок 5.9 – Модель «естественное состояние-1» (сценарий DG-2H): распределение S_g (максимальное) на высотах +250 м и –250 м после 5000-летнего периода моделирования

5.4.3. Моделирование инфильтрации холодной воды через Подпрудные озера

Сценарий «естественное состояние-2» – это воспроизведение 25-летней истории после катастрофического оползня 2007 г. и селевого потока 201 г., которые повредили

верхний водоупорный слой Гейзерного резервуара и создали условия для инфильтрации холодной воды.

6. Начальные условия. В качестве начальных условий были использованы распределения давления, температуры, массовой доли хлора, массовой доли CO_2 , полученные в результате моделирования «естественного состояния-1».
7. Параметры моделирования. В сценарий моделирования DG-2Н-6 распределение инфильтрации метеорной воды задается в две области: область INFL1 (расположена в верхней части наиболее значимых гейзеров) и удаленная область INFL2 (расположена в районе оз. Подпрудное-2). Задана сезонная инфильтрация холодной водой: 240 кг/с в домене INFL1 (40 кг/с на каждый из шести элементов домена в течение 1.5 месяцев затопления) и 240 кг/с в домене INFL2 (120 кг/с на каждый из двух элементов домена в течение 1.5 месяцев затопления) (рисунок 5.10).
8. Результаты моделирования. На рисунках 5.11 и 5.12 показаны временные изменения в элементе модели 954 (источники № 20, 21, 23) в течение 25-летнего сценария инфильтрации. В среднегодовом выражении наблюдались следующие изменения: расход воды увеличивается с 240 кг/с до 270 кг/с в первый год, затем постепенно увеличивается до 290 кг/с; массовый расход хлора увеличивается с 0.2 кг/с до 0.21 кг/с, затем постепенно снижается до исходного уровня 0.2 кг/с; концентрация хлора постепенно снижается с 900 до 725 мг/л (рисунок 5.11); температура остается относительно стабильной на уровне 130 °С; давление составляет 2.7 бар, а газонасыщенность снижается с 0.71 до 0.62 (рисунок 5.12). В гидрологическом цикле воздействие холодной воды на двухфазный геотермальный резервуар низкого давления заключается в следующем: расход воды увеличивается с 275 кг/с до 300 кг/с, содержание хлора снижается с 0.228 до 0.205 кг/с, концентрация хлора снижается с 835 до 735 мг/л (рисунок 5.12), давление падает на 0.12 бар, температура снижается с 129.5 °С до 127.5 °С, а газонасыщенность снижается с 0.65 до 0.59 (рисунок 5.13).

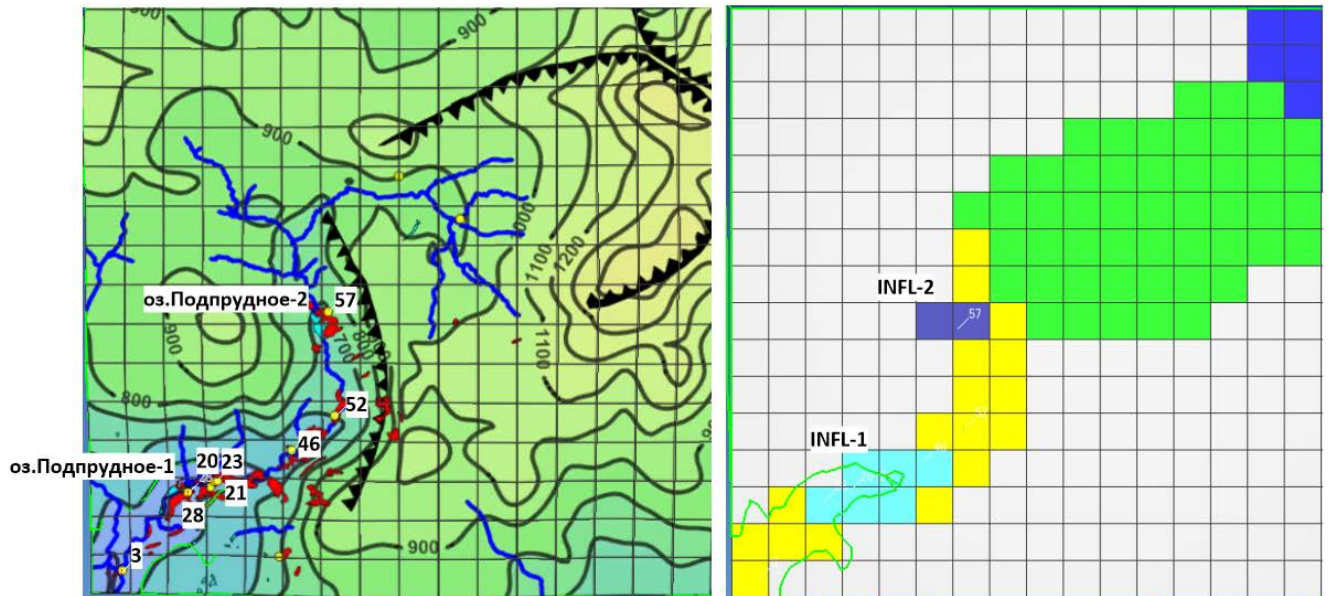


Рисунок 5.10 – Модель «естественное состояние-2» (расположение источников инфильтрации холодной воды в слое +250 м): слева – увеличенная область потенциальной инфильтрации холодной воды; справа – модельный сценарий DG-2H-6 (инфильтрация холодной воды в верхнюю часть области разгрузки в виде гейзеров INFL1 и в область оз. Подпрудное-2, область INFL2)

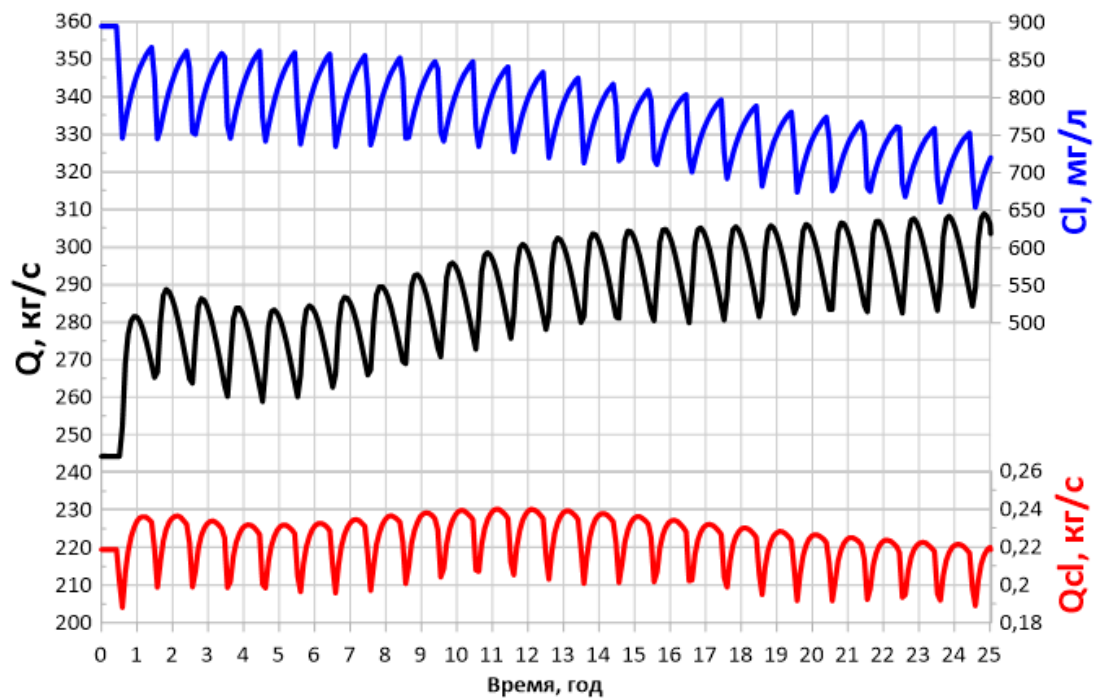


Рисунок 5.11 – «Естественное состояние-2» (сценарий DG-2H-6): концентрация Cl^- , расход воды и содержание хлора Q_{cl} в элементе 954 (источники № 20, 21, 23) в зависимости от времени (0–25 лет)

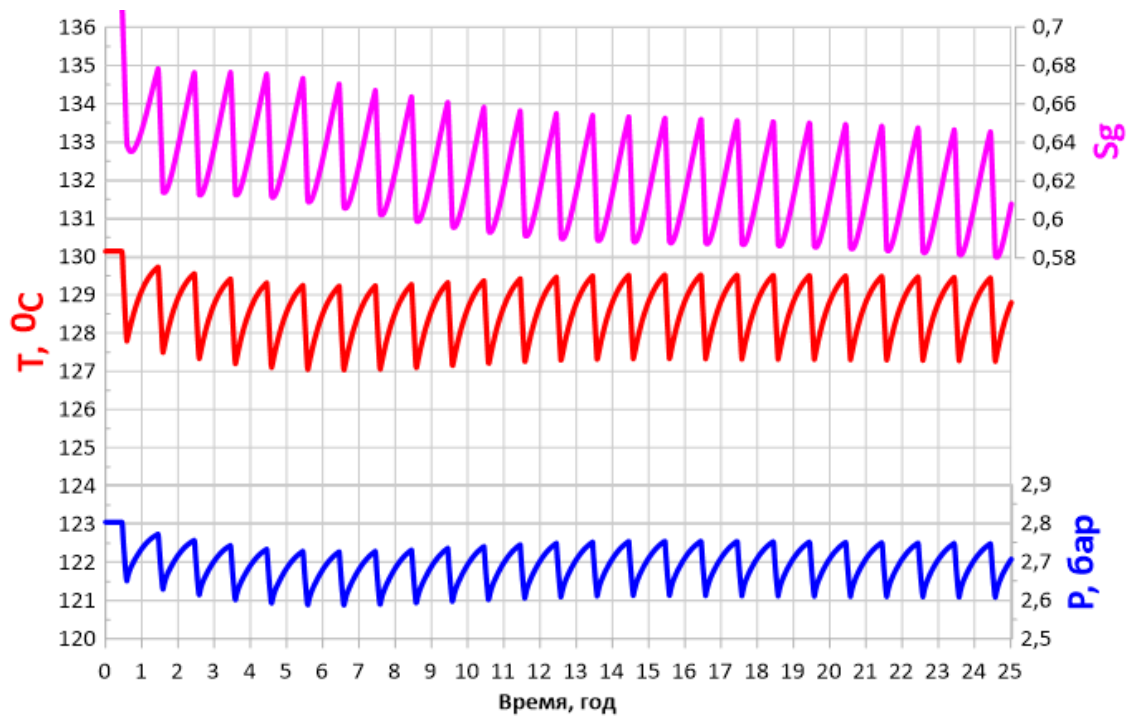


Рисунок 5.12 – «Естественное состояние-2» (сценарий DG-2Н-6): давление P , температура T и газонасыщенность S_g в элементе 954 (источники № 20, 21, 23) в зависимости от времени (0–25 лет)

Таким образом, в модели (DG-2Н-6) наблюдается увеличение расхода воды (рисунок 4.2) и снижение сезонного содержания хлора (рисунок 4.1).

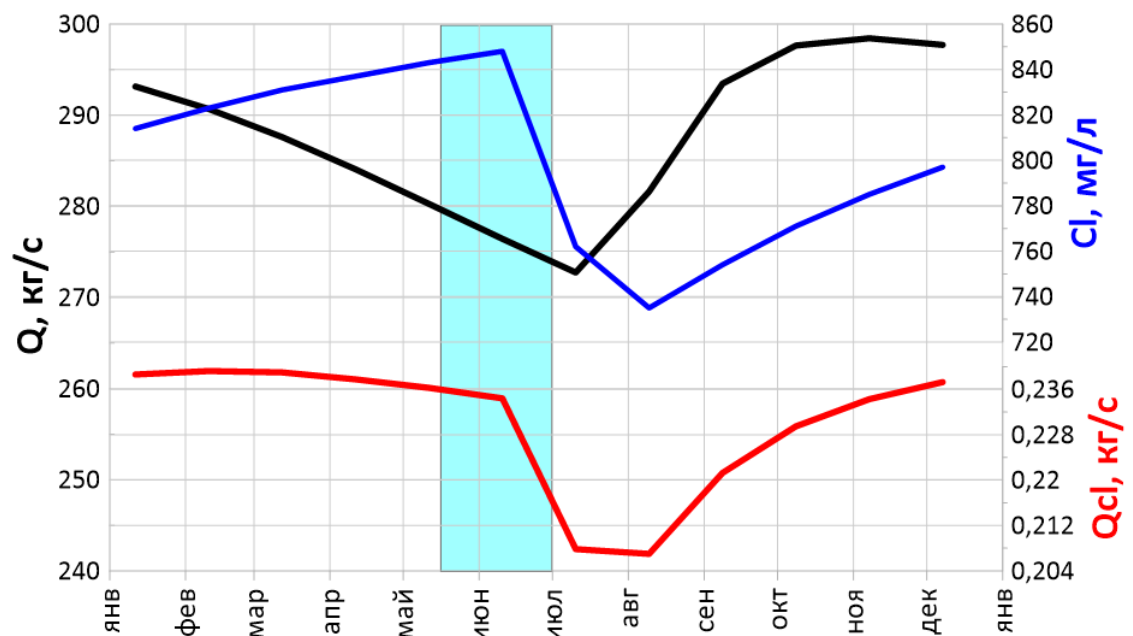


Рисунок 5.13 – «Естественное состояние-2» (сценарий DG-2Н-6): концентрация Cl , расход воды и содержание хлора Q_{cl} в элементе 954 (источники № 20, 21, 23) в течение гидрологического года (интервал моделирования 10–11 лет). Голубой прямоугольник соответствует паводку (периоду инфильтрации)

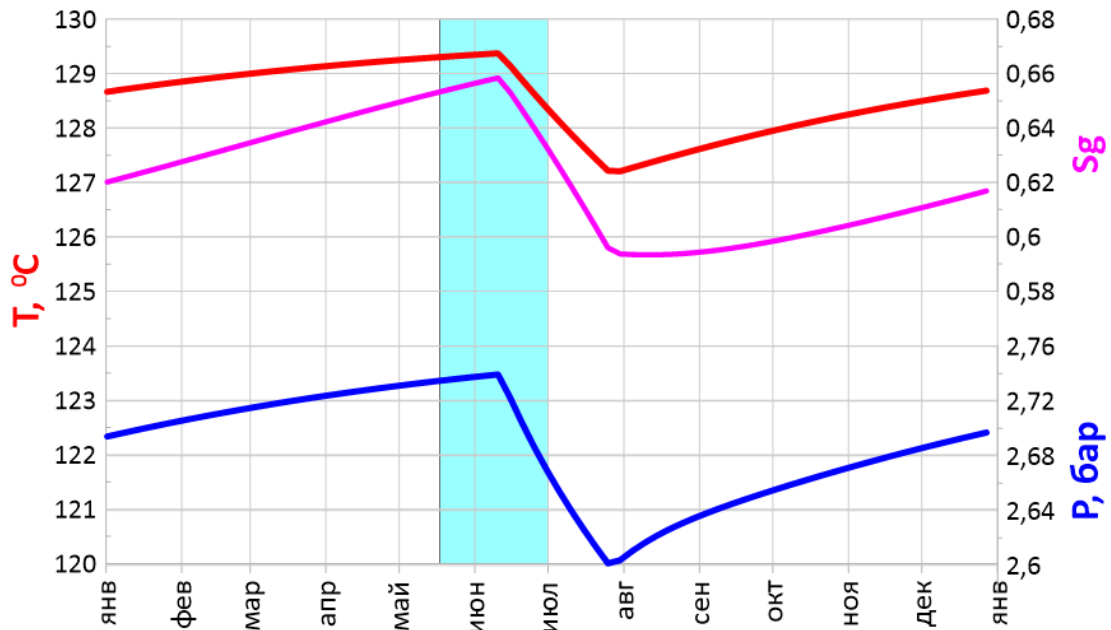


Рисунок 5.14 – «Естественное состояние-2» (сценарий DG-2Н-6): давление P , температура T и газонасыщенность S_g в элементе 954 (источники № 20, 21, 23) в течение гидрологического года (интервал моделирования 10–11 лет). Голубой прямоугольник соответствует паводку (периоду инфильтрации)

5.5. Выводы по главе V

1. Наблюдаемое снижение расхода глубинной составляющей в летний период в Долине гейзеров на 60% может быть объяснено притоком холодных инфильтрационных вод. Катастрофические события 2007 и 2014 гг. нарушили целостность водоупорного слоя на поверхности Гейзерного резервуара, что создало условия для инфильтрации метеорных вод. За счет растворения газовой фазы (включая CO_2) и перехода ее в жидкую, происходит снижение пластового давления (эффект «вакуума»), что, в свою очередь, способствует значительному снижению разгрузки «родительского» флюида.
2. С использованием программ TOUGH2 и iTOUGH2 построена локальная двухмерная модель Гейзерного резервуара и выполнены оценки массовой доли CO_2 в глубинном теплоносителе (0.0005 – 0.005), энтальпии глубинного теплоносителя (679–715 кДж/кг) и расхода инфильтрации холодных вод. 0.93 – 1.63 кг/с во временном интервале с 15 мая по 30 июня.
3. Совокупность геологических, сейсмических и гидрогеологических данных (глава 1) показывает, что Долина гейзеров и вулк. Кихпинич образуют единую магмо-гидротермальную систему. Это подтверждается 3D термогидродинамическим моделированием. Эта модель объясняет: (1)

конвективный тепломассопоток (180 МВт, 250 кг/с), достигнутые менее чем за 1000 лет; (2) снижение глубинной разгрузки в весенне-летний паводок в качестве реакции на сезонную инфильтрацию холодной воды; (3) долговременного тренда снижения концентрации хлора и увеличение объема извержений гейзеров после начала периода инфильтрации.

Третье защищаемое положение. Результаты 2D и 3D термогидродинамического моделирования с учетом двухфазного трехкомпонентного состояния флюида (H_2O , Cl , CO_2) объясняют наблюдаемые тренды увеличения водной разгрузки гейзеров, снижения концентрации хлорид-иона и паводковые уменьшения величины разгрузки глубинной составляющей Q_d инфильтрацией холодных вод в двухфазный Гейзерный резервуар

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Хлоридный трассерный (ХТ) метод является эффективным и надежным инструментом для оценки глубинной составляющей разгрузки термальных вод (Q_d), объемов извержений гейзеров (V) в бассейнах небольших горных рек со сложным, изменяющимся во времени сечением потока. Установлено, что после геологических катастроф 2007 и 2014 гг. фиксируются долговременные тренды снижения концентрации хлора и увеличение объемов извержений гейзеров (Большой и Великан), уменьшение глубинной составляющей разгрузки термальных вод Q_d в паводковый период. Проведено термогидродинамическое моделирование (2D и 3D) с учетом двухфазного трехкомпонентного состояния флюида (H_2O , Cl , CO_2), которое объясняет наблюдаемые тренды увеличения продуктивности гейзеров, снижение концентрации глубинной компоненты химического состава (Cl), и паводковые уменьшения разгрузки глубинной составляющей Q_d – инфильтрацией холодных вод в двухфазный гейзерный резервуар.

Продолжая обсуждение решения проблем, поставленных во Введении, можно отметить следующее. Влияние катастрофических событий на продуктивность гейзеров выражается в постепенном увеличении объемов извержений (на примере гейзеров Большой и Великан), как показывает термогидродинамическое-химическое моделирование (*Kiryukhin, 2023*), синхронно с этим происходит химическое растворение гейзерного резервуара с массовым расходом 15.1 тыс. тонн в год. Причина – поступление метеорной воды в двухфазный Гейзерный резервуар, вызванное нарушением целостности водоупорного поверхностного слоя и инфильтрацией из области новообразованных Подпрудных озер, а также через каналы затопленных гейзеров. Это подтверждается фактическими данными, рассчитанными с использованием хлоридного трассерного метода, а также воспроизводится на 3D модели магмо-гидротермальной системы Долины гейзеров и влк. Кихпинич в целом. Полученные данные по изменениям в режиме гейзеров и связь этого явления с инфильтрацией холодной воды в двухфазный резервуар могут использоваться для прогноза процессов в добычных скважинах на геотермальных месторождениях, где наблюдаются притоки холодных метеорных вод в целевой резервуар и снижение продуктивности добычных скважин.

3D термогидродинамическое моделирование показывает, что динамика изменения величины глубинной составляющей разгрузки термальных вод и газогидрохимических

показателей значимых гейзеров в сочетании с сейсмическими данными может быть индикатором магматической активности влк. Кихпиныч. Поэтому организация непрерывного мониторинга указанных выше параметров гидротермальной системы и установка сети из 5–6 сейсмических станций чрезвычайно важны для прогноза и предупреждения катастрофических геологических процессов в Долине гейзеров и кальдере Узон.

ТЕРМИНЫ

Газлифт: эффект подъема жидкости за счет энергии смешанного с ней газа под давлением.

Геофильтрационное пространство: это геологическая система, которая включает в себя горную породу и подземную воду с теми их свойствами, которые связаны с процессом фильтрации.

Геотермальная активность: это группа естественных процессов теплопередачи, происходящих на поверхности Земли, вызванных присутствием избыточного тепла в подповерхностных слоях пораженной зоны, обычно вызванных наличием магматической интрузии под землей.

Геотермальное месторождение: часть гидротермальной системы, которую экономически целесообразно и технически возможно эксплуатировать.

Геотермальный флюид: вода с большим количеством растворенных в ней минералов. При высокой температуре и огромном давлении она обретает свойства вещества в газообразной и жидкой фазах одновременно.

Гидротермальная активность: это эндогенные геологические процессы образования и преобразования минералов и руд, происходящие в земной коре на средних и малых глубинах с участием горячих водных растворов при высоких давлениях.

Гидротермальная разгрузка: процесс выхода гидротермальных растворов и парогазовой смеси на поверхность.

Гидротермальный резервуар: геотермальный резервуар, характеризующийся конвективной циркуляцией водного теплоносителя. Сопоставляется с продуктивной частью геотермального месторождения и представляет собой гидрогеологическое подразделение, объединяющее водоносные горизонты и проницаемые зоны.

Гидротермальная система: объединение областей водного питания, генерации глубинного теплоносителя, гидротермального резервуара, системы подводящих каналов глубинного теплоносителя и верхнего водоупора (с гидравлическими окнами естественной разгрузки – очаги разгрузки).

Гидротермальный взрыв: природное явление, имеющее форму взрыва, происходящее при внезапном высвобождении большого объема перегретой, находящейся под давлением воды, в ходе которого происходит быстрое превращение жидкости

в газообразное состояние с сопутствующим разрушением слоев грунта, сдерживающих проходящий поток газа.

Домен модели: зоны термогидродинамической модели с различными материальными свойствами.

Метод наименьших квадратов: математический метод, применяемый для решения различных задач, основанный на минимизации суммы квадратов отклонений некоторых функций от экспериментальных входных данных.

МВт_э: мощность в мегаваттах электрической энергии.

Месторождение влажного пара: это геотермальные месторождения с преобладанием жидкости или перегретой воды, дающие влажный пар.

Начальные и граничные условия: дополнение к основному дифференциальному уравнению (обыкновенному или в частных производных), задающее его поведение в начальный момент времени или на границе рассматриваемой области соответственно.

Резервуар с преобладанием пара: системы, в которых вода испаряется в пар – он достигает поверхности в относительно сухом состоянии при температуре около 205 °С и редко превышает 8 бар.

Секвестирование: процесс захвата, транспортировки и долгосрочного захоронения углекислого газа (CO₂) в геологических формациях.

Тепловая мощность гидротермальной системы: это вынос ею определенного количества тепла в единицу времени.

Устойчивое природного состояние: это способность экосистемы сохранять свою структуру и функциональные особенности при воздействии внешних и внутренних факторов.

Фреатомагматический взрыв: событие, при котором раскаленная магма вступает в контакт с большим количеством льда или воды. При этом происходит молниеносное испарение, приводящее к тепловому взрыву, при котором происходит выброс камней, пепла и лавовых бомб.

Энтальпия глубинного теплоносителя: функция состояния термодинамической системы, определяемая как сумма внутренней энергии и произведения давления на объем.

IBE (Interval Between Eruption): интервал между извержениями гейзеров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверьев, В.В. Естественные термопроявления на Паужетском месторождении / В.В. Аверьев, Н.Г. Сугрובה // Паужетские горячие воды на Камчатке / ред. Б.И. Пийп / Москва, 1965. С. 31–42.
2. Аверьев, В.В. Вулканизм и гидротермы Узон-Семячикского геотермального района на Камчатке / В.В. Аверьев, Г.Е. Богоявленская, О.А. Брайцева, Е.А. Вакин, Г.Ф. Пилипенко // Вулканизм и глубины Земли. Москва, 1971. С. 207–211.
3. Апрельков, С.Е. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки / С.Е. Апрельков // Геотектоника. 1971. № 2. С. 105–111.
4. Атлас Долины реки Гейзерной в Кроноцком заповеднике / ред. Завадская А.В. / Елизово: ФГБУ «Кроноцкий государственный природный биосферный заповедник». 2014. 80 с.
5. Белоусов, В.И. Геологические позиции гидротермальных систем Долины Гейзеров и кальдеры Узон / В.И. Белоусов, Е.Н. Гриб, В.Л. Леонов // Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С. 65–79.
6. Берман, Э. Геотермальная энергия / Э. Берман, перевод Б.Ф. Маврицкого. Москва. Наука, 1978. 416 с.
7. Брайцева, О.А. История активности вулкана Кихпинич в голоцене / О.А. Брайцева, И.В. Флоренский, В.В. Пономарева, С.Н. Литасова // Вулканология и сейсмология. 1985. № 6. С. 3–19.
8. Бутузова, В. А. Геотермальная энергетика Камчатки / В. А. Бутузова, Г. В. Томаров // Теплоэнергетика. – 2020. – № 11. – С. 50–63.
9. Вакин, Е.А. Пилипенко Г.Ф. Мутновский геотермальный район на Камчатке / Е.А. Вакин, Г.Ф. Пилипенко // Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. Москва, 1979. С. 36–46.
10. Виноградов, В.Н. О режиме Камчатских гейзеров / В.Н. Виноградов // Вопросы географии Камчатки. 1964. Вып. 2. С. 70–81.
11. Власов, Г. М. Основные черты геологического строения территории и ее районирование / Г. М. Власов // Геология СССР. Москва, 1964. Т. 31: Камчатка, Курильские и Командорские острова. – С. 46–55.
12. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование / под ред. С.И. Набоко. Москва: Недра. 1974. 262 с.
13. Глазырин, Г.Е. Оценка гидравлических характеристик небольших водных потоков на поверхности горного ледника / Г.Е. Глазырин, Н.Е. Касаткин, К.И. Валиев // Гляциология. 2011. № 3. С. 31–34.
14. Головина, И.Ф. К теории гейзеров / И.Ф. Головина, И.И. Малов // Известия академии наук СССР. 1960. № 7. С. 922–929.

15. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М 1:200000 Восточная Камчатка. Серия N57–XVII. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 1993.
16. Дроздин, В.А. Физическая модель вулканического процесса / В.А. Дроздин / Москва: Наука, 1980. 92 с.
17. Кирюхин, А.В. Гидрогеологический анализ эксплуатации Паужетского геотермального месторождения / А.В. Кирюхин // Записки Горного института. 1982. Т. 91. С. 120.
18. Кирюхин, А.В. Моделирование эксплуатации геотермальных месторождений / А.В. Кирюхин. – Владивосток: Дальнаука, 2002. 210 с.
19. Кирюхин, А.В. Гидрогеология вулканогенов / А.В. Кирюхин, В.А. Кирюхин, Ю.Ф. Манухин / Санкт-Петербург: Наука, 2010. – 395 с.
20. Кирюхин, А.В. Оценка влияния инфильтрации при эксплуатации Паужетского и Мутновского высокотемпературных геотермальных месторождений (Камчатка, Россия) / А.В. Кирюхин, Н.П. Асаулова, О.Б. Вереина, А.Ю. Поляков // Вулканология и сейсмология. 2014. № 3. С. 24.
21. Кирюхин, А.В. Анализ гидрогеологического режима ГТС Долины гейзеров (Кроноцкий заповедник, Камчатка) после катастрофы 3.06.2007 / А.В. Кирюхин, Т.В. Рычкова, Е.О. Дубинина // Вулканология и сейсмология. 2015. № 1. С. 20–30.
22. Кирюхин, А.В. Геотермофлюидомеханика гидротермальных, вулканических и углеводородных систем / А.В. Кирюхин. / Санкт-Петербург: ООО «Эко-Вектор Ай-Пи», 2020. 431 с.
23. Кирюхин, А.В. Применение хлоридного трассерного метода для оценки объемов извержений гейзеров и динамики разгрузки гидротермальных систем / А.В. Кирюхин // Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа (Geothermal Volcanology Workshop 2022): Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием, Петропавловск-Камчатский, 29 августа – 03 сентября 2022 года. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2022. С. 99–103.
24. Пат. № 2832424 Российская Федерация, МПК G 01 N 27/26 (2006.1). Устройство для оценки разгрузок хлоридного трассера в водотоки / А.В. Кирюхин, А.Ю. Поляков, О.О. Усачева / № 2024110193; заявл. 15.04.2024 ; опубл. 24.12.2024. 2 с.
25. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2016616880 Российская Федерация. FRAC-Digger / А.В. Кирюхин, П.А. Кирюхин / № 2016612168: заявл. 15.03.2016 : опубл. 21.06.2016.
26. Кугаенко, Ю.А. Локальная сейсмичность района Долины Гейзеров по данным полевых наблюдений 2008–2009 гг. / Ю.А. Кугаенко, В.А. Салтыков, А.А. Коновалова // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 1. Вып. 15. С. 90–99.

27. Лебедева, Е.В. Селевая активность и особенности селеформирования в долине р. Гейзерной (Камчатка) / Е.В. Лебедева, С.С. Черноморец // Вестник КРАУНЦ «Науки о Земле». 2023. № 3. Вып. 59. С. 5–19.
28. Лебедева, Е.В. Формирование террас в долине реки с активными газогидротермальными проявлениями (на примере Р. Гейзерной, п-ов Камчатка) / Е.В. Лебедева, А. Л. Захаров, А.В. Котенков // Геоморфология и палеогеография. 2024. Т. 55, № 3. С. 123–145.
29. Леонов, В.Л. Разрывные нарушения Узон Гейзерной депрессии / В.Л. Леонов // Вулканология и Сейсмология. 1982. № 4. С. 78–83.
30. Леонов, В.Л. Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм / В.Л. Леонов. / Москва: Наука, 1989. 104 с.
31. Леонов, В.Л. Кальдера Узон и Долина Гейзеров / В.Л. Леонов, Е.Н. Гриб, Г.А. Карпов, В.М. Сугробов, Н.Г. Сугрובה, М.И. Зубин // Действующие вулканы Камчатки. Москва, 1991. Т. 2. С.94–141.
32. Леонов, В.Л. Региональные структурные позиции высокотемпературных гидротермальных систем на Камчатке / В. Л. Леонов // Вулканология и Сейсмология. 2001. № 5. С. 32–47.
33. Леонов, В.Л. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки / В.Л. Леонов, Е.Н. Гриб. / Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.
34. Леонов, В.Л. Обвал и оползень, произошедшие 4 января 2014 г. в Долине Гейзеров, Камчатка, и их последствия / В.Л. Леонов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 1. Вып. № 23. С. 7–20.
35. Леонов, А.В. Систематизация названий основных объектов в районе Долины Гейзеров (Кроноцкий заповедник, Камчатка) / А.В. Леонов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. Вып. № 19. С. 215–230.
36. Леонов, А.В. Каталог основных объектов Долины гейзеров (Кроноцкий заповедник, Камчатка) / А.В. Леонов. Москва, 2012. 217 с.
37. Мержанов, А.Г. К теории гейзерного процесса / А.Г. Мержанов, А.С. Штейнберг, Г.С. Штейнберг // Доклады АН СССР. 1970. Т. 194, № 2. С. 318–321.
38. Набоко, С.И. Гейзеры Камчатки / С.И. Набоко // Труды Лаборатории вулканологии АН СССР. 1954. № 8. С. 126–209.
39. Пинегина, Т.К. Камчатская Долина Гейзеров после катастрофы 3 июня 2007 г. / Т.К. Пинегина, И.Ф. Делемень, В.А. Дроздин, Е.Г. Калачева, С.А. Чирков, И.В. Мелекесцев, В.Н. Двигало, В.Л. Леонов, Н.И. Селиверстов // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2008. № 1(137). С. 33–44.
40. Пилипенко, Г.Ф. Парогидротермы кальдеры Узон как пример разгрузки высокотемпературной гидротермальной системы: автореферат диссертации на соискание

ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Институт вулканологии ДВФУ АН СССР, г. Петропавловск-Камчатский. 1973.

41. Рычкова, Т.В. Гидрогеологический анализ условий формирования и функционирования гейзеров (на примере гидротермальных систем Камчатки): дисс. ...канд. геол.-мин. наук: 25.00.07 / Рычкова Татьяна Васильевна; науч. рук. А. В. Кирюхин. – Иркутск, 2020. 165 с.

42. Жемчужина Камчатки – Долина Гейзеров. / В.М. Сугробов, Н.Г., Сугробова, В.А. Дроздин, Г.А. Карпов, В.Л. Леонов. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс, 2009. 108 с.

43. Сугробова, Н.Г. Некоторые закономерности режима гейзеров на Камчатке / Н.Г. Сугробова // Вулканология и сейсмология. 1982. № 5. С. 35–48.

44. Сугробова, Н.Г. Третий в природных водах Долины Гейзеров на Камчатке / Н.Г. Сугробова, В.М. Сугробов, В.В. Романов, Л.С. Власова, Т.Б. Кудрявцева // Вулканология и сейсмология. 1989. № 1 С. 3–19.

45. Усачева, О.О. Двухмерное моделирование проникновения холодных метеорных вод в двухфазный резервуар / О.О. Усачева // Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа: материалы Всероссийской научной конференции с международным участием. – Петропавловск-Камчатский, 04–10 сентября 2023 года. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2023. С. 107–109.

46. Устинова, Т.И. Камчатские гейзеры / Т. И. Устинова / Москва: Государственное издательство географической литературы, 1955. 120 с.

47. Штейнберг, Г.С. Гейзеры / Г.С. Штейнберг, А.С. Штейнберг, А.Г. Мержанов // Природа. 1984. Т. 4. С. 32–47.

48. Юхно, А.В. Применение метода смешения для измерения расходов воды на малых водотоках / А.В. Юхно, А.А. Кулешов // Материалы XVI Общероссийской научно-практической конференции «Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации» г. Москва, 1–3 декабря 2021 г. 2021.

49. Allen, E.T. Hot Springs of the Yellowstone National Park / E.T. Allen, R.L. Day. / Washington, DC, 1935. P. 525.

50. Beck, J.V. Parameter Estimation in Engineering and Science / J.V. Beck, K.J. Arnold / New York, 1977. P. 501.

51. Belousov, A. Video observations inside conduits of erupting geysers in Kamchatka, Russia, and their geological framework: Implications for the geyser mechanism / A. Belousov, M. Belousova, A. Nechayev // Geology. 2013. Vol. 41, N. 4. P. 387–390.

52. Bibby, H. Resistivity structure of the Waimangu, Waiotapu, Waikite and Reporoa geothermal areas, New Zealand / H. Bibby, S. Bennie, V. Stagpoole, T. Caldwell // Geothermics. – 1994. – Vol. 23(5-6). – P. 445–471.

53. Bickel, P.J. *Matchemathical Statistics* / P.J. Bickel, K.A. Doksum / Oakland, California: Holden-Day, Inc., 1977. P. 492.
54. Bouligand, C. *Distribution of buried hydrothermal alteration deduced from high-resolution magnetic surveys in Yellowstone National Park* / C. Bouligand, J.M.G. Glen, R. J. Blakely // *JGR Solid Earth*. – 2014. – Vol. 119
55. Björck, A. *Numerical Methods for Least Squares Problems* / A. Björck / Philadelphia, PA, 1996. P. 425.
56. Carrera, J. *Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions: 1. Maximum likelihood method incorporating prior information* / J. Carrera, S. P. Neuman // *Water Resour. Res.* 1986a. Vol. 22(2). P. 199–210.
57. Carrera, J. *Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions: 2. Uniqueness, stability, and solution algorithms* / J. Carrera, S.P. Neuman // *Water Resour. Res.* 1986b. Vol. 22(2). P. 211–227.
58. Carrera, J. *Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions: 3. Application to synthetic and field data* / J. Carrera, S.P. Neuman // *Water Resour. Res.* 1986c. Vol. 22(2). P. 228–242.
59. Carrera, J. *State of the art of the inverse problem applied to the flow and solute transport equations* / J. Carrera, S.P. Neuman // *Mathematical and Physical Sciences*. 1988. Vol. 224. P. 549–583.
60. Ceoccarelli, A. *The southern boundary of Lardarello geothermal field* / A. Ceoccarelli, R. Celati // *Geothermics*. 1987. Vol. 16 (5/6). P. 505–515.
61. Craig, H. *Isotope geochemistry of thermal waters* / H. Craig, G. Boat, D. E. White // *Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Counc. Publ.* – 1956. – Vol. 400. –P. 29- 39
62. Clor, L.E. *Systematics of water temperature and flow at Tantalus Creek during calendar year 2005, Norris Geyser basin, Yellowstone national park, Wyoming* / L.E. Clor, J.B. Lowenstern, H.P. Heasler // *U.S.Geological Survey Scientific Investigations Report* 2007–5234. 2007. P. 17.
63. Christiansen, R. L. *Yellowstone magmatic evolution—Its bearing on understanding large volume explosive volcanism* / R. L. Christiansen // *Explosive volcanism—Inception, evolution, and hazards*. – 1984. – P. 84–95.
64. Collignon, M. *Conduit Processes at the Haukadalur Geyser-Hosting Hydrothermal Field (Iceland) Revealed by In Situ Temperature and High-Speed Camera Measurements* / M. Collignon, L. Pioli, D. Trippanera, A. Carrier, M. Lupi // *JGR Solid Earth*. – 2023. – Vol. 128.
65. Cortecci, G. *New chemical and original isotopic data on waters from El Tatio geothermal field, Northern Chile* / G. Cortecci, T. Boschetti, M. Mussi, C.H. Lameli, C. Mucchino, M. Barbieri // *Geochem. J.* – 2005. – Vol. 39 – P. 547-571

66. Dacillo, D.B. Tongonan geothermal field: conquering the challenges of 25 years of production / D.B. Dacillo // *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia. 25–29 April 2010.
67. Day, T.J. On the precision of salt dilution gauging / T. J. Day // *Journal of Hydrology*. 1976. Vol. 31. P. 293–306.
68. De Silva, S.L. Altiplano-Puna volcanic complex of the Central Andes / S. L. De Silva // *Geology*. – 1989. – Vol. 17 (12) – P. 1102–1106.
69. Elder, K. Refinements in dilution gauging for mountain streams / K. Elder, R. Kattelmann, R. Ferguson // *Hydrology in Mountainous Regions. I – Hydrological Measurements; the Water Cycle*. International Association for Hydrological Science Proceedings of two Lausanne symposia, August 1990 IAHS Publication. 1990. N. 193. P. 247–254
70. Ellis, A.J. The heat from the Wairakei-Taupo thermal region calculated from chloride output / A.J. Ellis, S.H. Wilson // *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. 1955. Vol. 36(6). P. 622–631.
71. Ewing, R.E. A class of parameter estimation techniques for fluid flow in porous media / R.E. Ewing, T.A. Lin // *Adv. Water Resources*. 1991. Vol. 14(2). P. 89–97.
72. Finsterle, S. iTOUGH2 User's Guide / S. Finsterle. 2007.
73. Fournier, R.O. Geochemistry and dynamics of the Yellowstone national park hydrothermal system / R.O. Fournier // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1989. Vol. 17(1). P. 13–53.
74. Friedman, I. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest / I. Friedman, J.R. O'Neil // *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 440-KK. 1977. P. 49.
75. Friedman, I. Anomalous chloride flux discharges from Yellowstone National park / I. Friedman, D.R. Norton // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 990. Vol. 42. P. 225–234.
76. Friedman, I. Monitoring changes in geothermal activity at Norris Geyser basin by satellite telemetry, Yellowstone National Park, Wyoming (in *Integrated Geoscience Studies in the Greater Yellowstone Area*) / I. Friedman // *Volcanic, Tectonic, and Hydrothermal Processes in the Yellowstone Geocosystem*. 2007.
77. Gauss C.F. *Theoria Combinationis Observationum Erroribus Minimis Obnoxiae*, pars prior, 1821, translated by G. W. Stewart, *Theory of the Combination of Observations Least Subject to Errors*. – Society of Industrial and Applied Mathematics. Philadelphia, PA, 1995.
78. Giggenbach, W. F. The isotopic composition of waters from the El Tatio geothermal field, Northern Chile / W. F. Giggenbach // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1978. – Vol. 42 (7). – P. 979–988.
79. Gill, P.E., *Practical Optimization* / W. Murray, M.H. Wright // Academic Press, Inc. London, 1981. P. 402.

80. Grant, M.A. Broadlands – a gas dominated geothermal field / M.A. Grant // *Geothermics*. 1977. Vol. 6. P. 9–31.
81. Guest E. Upper tertiary ignimbrites in the Andean cordillera of part of the Antofagasta province / E. Guest // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1969 – Vol.80. – P. 337-362.
82. Hanano, M. Overview of Production at the Mori Geothermal Field, Japan. / M. Hanano // *Proceedings World Geothermal Congress 2005*. Antalya, Turkey. 24–29 April 2005.
83. Healy, J. Horizontal flow in hydrothermal systems / J. Healy, M. P. Hochstein // *J. Hydrol. N. Z.* – 1973. – P. 71-82
84. Hudson, R. Introduction to salt dilution gauging for streamflow measurement Part IV: The mass balance (or dry injection) method / R. Hudson, J. Fraser // *Streamline. Watershed Management Bulletin*. 2005. Vol. 9. P. 6–12.
85. Hurwitz, S. Triggering and modulation of geyser eruptions in Yellowstone National Park by earthquakes, earth tides, and weather / S. Hurwitz, R.A. Sohn, K. Luttrell, M. Manga. // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2014. Vol. 119.
86. Hurwitz, S. The Systematics of Stable Hydrogen (δH) and Oxygen (δO) Isotopes and Tritium (H) in the Hydrothermal System of the Yellowstone Plateau Volcanic Field, USA / S. Hurwitz,, R.B. McCleskey, B.C. Jurgens // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* – 2025. – Vol.7.
87. Husen, S. Changes in geyser eruption behavior and remotely triggered seismicity in Yellowstone National Park produced by the 2002 M 7,9 Denali fault earthquake, Alaska / S. Husen, R. Taylor, R.B. Smith, H. Healsen // *Geology*. – 2004. – P.537–540.
88. Ingebritsen, S.E. Geyser Periodicity and the response of geysers to deformation / S. E. Ingebritsen, S.A. Rojstaczer // *J. Geophys. Research.* – 1996. – Vol. 101. N. 10. – P. 21891–21905.
89. Ingebritsen, S.E. Time-variation of hydrothermal discharge at selected sites in the Western United States: implications for monitoring / S.E. Ingebritsen, D.L. Galloway, E.M. Colvard, M.L. Sorey, R.H. Mariner // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2001. Vol. 111. P. 1–23.
90. Karlstrom, L. Eruptions at Lone star geyser, Yellowstone national park, USA: 1. Energetics and eruption dynamics / L. Karlstrom, S. Hurwitz, R. Sohn, J. Vandemeulebrouck, F. Murphy, M. L. Rudolph, M. J. S. Johnston, M. Manga, R. B. McCleskey // *J. Geophys. Res. Solid Earth* – 2013. – Vol. 118. – P. 4047–4062.
91. Kieffer, S. W. Seismicity at Old Faithful Geyser: an isolated source of geothermal noise and possible analogue of volcanic seismicity / S. W. Kieffer // *J. Volcanol. Geoth. Res.* – 1984. – Vol. 22. – P. 59–95.
92. Kiryukhin, A. V. Modeling study of the Pauzhetsky geothermal field, Kamchatka, Russia / A.V. Kiryukhin, V.A. Yampolsky // *Geothermics*. – 2004. – Vol. 33. – P. 421–442

93. Kiryukhin, A. V. Inverse modeling and forecasting for the exploitation of the Pauzhetsky geothermal field, Kamchatka, Russia / A.V. Kiryukhin, N.P. Asaulova, S. Finsterle // *Geothermics*. – 2008. – Vol. 37. – P. 24
94. Kiryukhin, A. V. Estimated effect of the exploitation induced infiltration in the Pauzhetsky and Mutnovsky geothermal fields, Kamchatka, Russia / A. V. Kiryukhin // *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. – Bali, Indonesia. – 25–29 April 2010.
95. Kiryukhin, A. V. Formation of the hydrothermal system in Geysers Valley (Kronotsky Nature Reserve, Kamchatka) and triggers of the Giant Landslide / A. V. Kiryukhin, T. V. Rychkova, I. K. Dubrovskaya // *Applied Geochemistry*. – 2012. – Vol. 27, No. 9. – P. 1753–1766.
96. Kiryukhin, A. V. Modeling and observations of geyser activity in relation to catastrophic landslides–mudflows (Kronotsky nature reserve, Kamchatka, Russia) / A. V. Kiryukhin // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2016. – Vol. 323. – P. 129–147.
97. Kiryukhin, A. V. A geomechanical interpretation of the local seismicity related to eruptions and renewed activity on Tolbachik, Koryakskii, and Avacha Volcanoes, Kamchatka, in 2008–2012 / A. V. Kiryukhin, S. A. Fedotov and P. A. Kiryukhin // *J. Volcanolog. Seismol.* 2016. Vol. 10. P. 275–291.
98. Kiryukhin, A. Geysers valley CO₂ cycling geological engine (Kamchatka, Russia) / A. Kiryukhin, V. Sugrobov, E. Sonnenthal // *Geofluids J.* 2018. Vol. 17.
99. Kiryukhin, A.V. Dynamics of natural discharge of the hydrothermal system and geyser eruption regime in the Valley of Geysers, Kamchatka / A.V. Kiryukhin, A.Y. Polyakov, N.B. Zhuravlev, T.V. Rychkova, **O.O. Usacheva**, I.K. Dubrovskaya, N. Tsuchiya // *Applied Geochemistry*. 2022. Vol. 136. P. 105166.
100. Kiryukhin, A.V. Modeling of the thermal-hydrodynamic and chemical regime of Geyser reservoir (Valley of Geyser, Kamchatka) / A.V. Kiryukhin, A.V. Sergeeva, O.O. Usacheva // *Geothermics*. 2023. Vol. 155. P. 102808.
101. Kiryukhin, A.V. Thermal-hydrodynamic modeling of the Valley of Geysers and Kikhpinych volcano magma-hydrothermal system / A.V. Kiryukhin, A.V. Sergeeva, **O.O. Usacheva**, V.Y. Lavrushin, I.V. Tokarev // *JP Journal of Heat and Mass Transfer*. 2025. Vol. 38(1). P. 127–168.
102. Kool, J.B. Parameter estimation for unsaturated flow and transport models – a review / J.B. Kool, J.C. Parker, M.T. van Genuchten // *Journal of Hydrol.* 1987. Vol. 91. P. 255–293.
103. Lahsen, A. Geothermal exploration in Northern Chile – Summary / A. Lahsen // *Circum-Pacific Energy and Mineral Resources. AAPG Memoir* 25. 1976. P. 169–175.
104. Larsen, R.J. An Introduction to Mathematical Statistics and Its Applications / R.J. Larsen, M. L. Marx / New Jersey: Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, 1986. P. 630.

105. Letelier, A. Reservoir architecture model and heat transfer modes in the El Tatio-La Torta geothermal system, Central Andes of northern Chile / A. Letelier, J. O'Sullivan, M. Reich, E. Veloso, Pío Sánchez-Alfaro, Dío Aravena, M. Muñoz, D. Morata // *Geothermics*. – 2021. – Vol. 89. – P.101940
106. Lloyd, E.F. Geology and hot springs of Orakeikorako NZ / E.F. Lloyd // *Geol. Surv. Bull.* 1972. Vol. 85. P. 163.
107. Lowenstern, J. B. Generation and evolution of hydrothermal fluids at Yellowstone: Insights from the Heart Lake Geyser Basin / J. Lowenstern, D. Bergfeld, W. C. Evans, S. Hurwitz // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2012. – Vol. 13
108. Lu, X. Measurement in a low temperature CO₂-driven geysering well, viewed in relation to natural geysers / X. Lu, A. Watson, A.V. Gorin, J. Deans // *Geothermics*. 2005. N. 34. P. 389–410.
109. Lu, X., Experimental investigation and numerical modeling of transient two-phase flow in geysering geothermal well / X. Lu, A. Watson, A. V. Gorin, J. Deans // *Geothermics*. 2006. N. 35. P. 409–427.
110. Lucchi, F. Volcanic and tectonic history of the El Tatio area (Central Andes, northern Chile): explanatory notes to the 1: 50.000 scale geological map / F. Lucchi, C. A. Tranne, P. L. Rossi, C. Gallardo, G. De Astis, G. A. Pini // *GeoActa*, 2. – 2009. – P. 1–29.
111. Lundgren, P. Inflation model of Uzon caldera, Kamchatka, constrained by satellite radar interferometry observations / P. Lundgren, Z. Lu // *Geophys.Res. Lett.* – 2006. – № 33. – L.06301.
112. Marinovic N. Hoja Calama, región de Antofagasta. Carta geológica de Chile 1:250.000 /N. Marinovic, A. Lahsen // Technical Report Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) – 1984.
113. McCleskey, R.B. Solute and geothermal flux monitoring using electrical conductivity in the Madison, Firehole, and Gibbon rivers, Yellowstone National park / R.B. McCleskey, L.E. Clor, J.B. Lowenstern // *Appl. Geochem.* – 2012. – Vol. 27. – P. 2370–2381.
114. McCleskey, R.B. Geothermal solute flux monitoring and the source and fate of solutes in the Snake River, Yellowstone National Park, WY / R.B. McCleskey, J. B. Lowenstern, J. Schaper, D. K. Nordstrom, H.P. Heasler, D. Mahony // *Appl. Geochem.* – 2016. – Vol. 73. – P. 142–156.
115. McCleskey, R.B. Sources, fate, and flux of geothermal solutes in the Yellowstone and Gardner Rivers, Yellowstone National Park, WY / R.B. McCleskey, D.A. Roth, D. Mahony, D.K. Nordstrom, S. Kinsey // *Applied Geochemistry*. 2019. Vol.111. P.104458.
116. McCleskey, R.B. Stream Discharge Determinations Using Slug Additions and Specific Conductance / R.B. McCleskey, R. L. Runkel, S.F. Murphy, D.A. Roth // *Water Resources Research*. 2025. Vol. 61.

117. McLaughlin, D.A reassessment of the groundwater inverse problem / D. McLaughlin, L.R. Townley // *Water Resour. Res.* 1996. Vol. 32(5). P. 1131–1161.
118. Menzies, A.J. Tiwi geothermal field, Philippines: 30 years of commercial operation / A.J. Menzies // *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia. 25-29 April 2010.
119. Montecinos-Cuadros, D. Characterization of the shallow structure of El Tatio geothermal field in the Central Andes, Chile using transient electromagnetic / D. Montecinos-Cuadros, D. Diaz, P. Yogeshwar, C. Munoz-Saez // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2021. – Vol. 412
120. Munoz-Saez, C. Dynamics within geyser conduits, and sensitivity to environmental perturbations: insights from a periodic Geyser in the El Tatio geyser field, Atacama Desert, Chile / C. Munoz-Saez, M. Manga, S. Hurwitz, M. Rudolph // *J. Volcanol. Geoth. Res.* 2015. Vol. 292. P. 41–55.
121. Munoz-Saez, C. Hydrothermal discharge from the El Tatio basin, Atacama, Chile / C. Munoz-Saez, M. Manga, S. Hurwitz // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2018. – Vol. 361. – P. 25-35.
122. Munoz-Saez, C. Radiocarbon dating of silica sinter and postglacial hydrothermal activity in the El Tatio geyser field / C. Munoz-Saez, M. Manga, S. Hurwitz, S. Slagter, D. M. Churchill, M. Reich, D. Damby, D. Morata // *Geophys. Res. Lett.* – 2020. – Vol. 47. – P. 11.
123. Moore, R.D. Introduction to salt dilution gauging for stream flow measurement. Part III: Slug injection using salt in solution / R.D. Moore // *Streamline Watershed Management Bulletin*. 2025. Vol. 8(2). p. 1–6.
124. Müller, D. Distribution, structural and hydrological control of the hot springs and geysers of El Tatio, Chile, revealed by optical and thermal infrared drone surveying / D. Müller, T.R. Walter, M. Zimmer, G. Gonzalez // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2022. Vol. 432. P.107696.
125. Nairn, I.A. Rotomahana-Waimangu eruption, 1886: base surge and basalt magma / I.A. Nairn // *N.Z. J. Geol. Geophys.* 1979. Vol. 22. P. 363–378.
126. Nairn, I. A. Basalt dikes in the 1886 Tarawera Rift / I. A. Nairn, J. W. Cole // *N.Z. J. Geol. Geophys.* – 1981. – Vol. 24. – P. 585–592.
127. Neuman, S.P. Calibration of distributed parameter groundwater flow models viewed as a multiple objective decision process under uncertainty / S.P. Neuman // *Water Resour. Res.* 1973. Vol. 9(4). P. 1006–1021.
128. Pálmason, G. Iceland's Geysir aroused by earthquakes in June 2000 / G. Pálmason // *The GOSA Transactions* – 2002. – Vol. 7. – P. 139–147
129. Pasvanoglu, S. Geochemical study of the Geysir geothermal field in Haukadalur, S-Iceland / S. Pasvanoglu, H. Kristmannsdóttir, S. Björnsson, H. Torfason // *Proceedings*

World Geothermal Congress 2000 Kyushu – Tohoku, Japan, May 28 – June 10. 2000. P. 675–680.

130. Press, W.H. Numerical Recipes in FORTRAN, the Art of Scientific Computing, 2nd ed / W.H. Press, S.A. Teukolsky, W.T. Vetterling, B.P. Flannery. / Cambridge: Cambridge University Press, 1992.

131. Procesi, M. Geothermal potential evaluation for Northern Chile and suggestions for new energy plans / M. Procesi // *Energies*. 2014. Vol. 7 (8). P. 5444–5459.

132. Pruess, K. TOUGH2 – general purpose numerical simulator for multiphase fluid and heat flow, LBNL-29400. 1991.

133. Pruess, K. TOUGH2 User's Guide, Version 2.0, LBNL-43134. 1999. P.197.

134. Reed, M.H. The 2018 reawakening and eruption dynamics of Steamboat Geyser, the world's tallest active geyser / M.H. Reed, C. Munoz-Saez, S. Hajimirza, S. Wu, A. Barth, T. Girona, M. RashtBehesht, E. White, M. Karplus, S. Hurwitz, M. Manga // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2021. Vol. 118 (2).

135. Rinehart, J.S. Geysers and geothermal energy / J.S. Rinehart. / New York: Springer-Verlag, 1980. 223 p.

136. Santos, C.I. Precision and accuracy of streamflow measurements in headwater streams during base flow / C.I. Santos, P.L.B. Chaffe, A.B.A. Pere, P.F. Arienti, J.H.M. Sá // *Brazilian Journal of Water Resources*. 2021. Vol. 26. P. 1–15.

137. Saptadji, N.M. Modeling of geysers. PhD Thesis / N.M. Saptadji. Department of Engineering Science, University of Auckland. 1995.

138. Salisbury, M.J. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province / M.J. Salisbury, B.R. Jicha, S.L.D. Silva, B.S. Singer, N.C. Jimenez // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 2011. – Vol.123. – P. 821-840.

139. Scales, L.E. Introduction to Non-Linear Optimization / L.E. Scales / New York: Springer, 1985.

140. Simmons, S. F. Irreversible change of the Rotomahana-Waimangu system (New Zealand) as a consequence of a volcanic eruption / S. F. Simmons, M. Keywood, B. J. Scott, R. F. Keam // *Geology*. – 1993. – Vol. 21. – P. 643–646.

141. Smith, R.B. Crustal structure and evolution of an explosive silicic volcanic system at Yellowstone National Park / R.B. Smith, L.W. Braile // *3rd Annual Field Conference Guidebook*. 1982. P. 233–249.

142. Smith, R. B. Geodynamics of the Yellowstone hotspot and mantle plume: Seismic and GPS imaging, kinematics, and mantle flow / Smith, R. B., M. Jordan, B. Steinberger, C. Puskas, J. Farrell, G. P. Waite, S. Husen, W. L. Chang, R. O'Connell // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2009. – Vol. 188. – P. 26–56.

143. Soengkono, S. Interpretation of magnetic anomalies over the Waimangu geothermal area, Taupo volcanic zone, New Zealand / S. Soengkono // *Geothermics*. – 2001. – Vol. 30 (4). – P. 443–459.
144. Sonnenthal, E.L. TOUGHREACT V3.0-OMP / E.L. Sonnenthal, N. Spycher, T. Xu, L. Zheng, N. Miller, K. Pruess / 2014. URL: <http://esd.lbl.gov/research/projects/tough/software/toughreact.html> (дата обращения: 14.04.2025).
145. Stimac J.A., Goff F., Wohletz K. Thermal modeling of the Clear Lake magmatic-hydrothermal system, California, USA / *Geothermics*. -2001. – Vol.30 – P. 349-390.
146. Steinberg, G.S. Geyser process: its theory, modeling, and field experiment / G.S. Steinberg, A. G. Merzhanov, A. S. Steinberg // *Mod. Geol* / 1981. Vol. 8. P. 67–86.
147. Stengel, R.F. Optimal Control and Estimation / R.F. Stengel / New York: Dover Publications, Inc., 1994. P. 337.
148. Sugiamana, F. Geochemical response to production of the Tiwi geothermal field, Philippines / F. Sugiamana // *Geothermics*. 2004. Vol. 33. P.57–86.
149. Sun, N.-Z. Inverse Problems in Groundwater Modeling / N.-Z. Sun / Kluwer Acad.: Norwell, Mass., 1994. P. 338.
150. Torfason, H. The Great Geysir / H. Torfason, Davíðsson I / Reykjavik: Geysir Conservation Committee, 1985.
151. Torfason, H. Geology of the Geysir area in southern Iceland. / H. Torfason // In 5th international symposium on the geochemistry of the earths surface. – 1999. – P. 2–5
152. Truesdell, A.H. Evolution of the Cerro Prieto reservoirs under exploitation / A.H. Truesdell, M.J. Lippmann, H.G. Puente // Annual meeting of the geothermal resources council 1997. Burlingame, CA. October 12-15, 1997.
153. Vandemeulebrouck, J. Eruptions at Lone Star geyser, Yellowstone National Park, USA: 2. Constraints on subsurface dynamics / J. Vandemeulebrouck, R. Sohn, M. Rudolph // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2014. P. 119.
154. Van Huffel, S. The Total Least Squares Problem, Computational Aspects and Analysis, Society of Industrial and Applied Mathematics / S. Van Huffel, J. Vandewalle / Philadelphia, PA, 1991. P. 314.
155. Walter, T. R. Underwater and drone based photogrammetry reveals structural control at Geysir geothermal field in Iceland / T. R. Walter, P. Jousset, M. Allahbakhshi, T. Witt, M. T. Gudmundsson, G. P. Hersir // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2018. – Vol. 391.
156. Walker, G. P. L. Tarawera 1886, New Zealand — a basaltic plinian fissure eruption / G. P. L Walker, S. Self, L. Wilson // *J. Volc. Geotherm. Res.* – 1984. – Vol. 21. – P. 61–78.

157. Xu, T. TOUGHREACT version 2.0: a simulator for subsurface reactive transport under non-isothermal multiphase flow conditions. / T. Xu, N. Spycher, E. Sonnenthal, G. Zhang, L. Zheng, K. Pruess // Computers & Geosciences. 2011. Vol. 37, N. 6. P. 763– 774.
158. Yasukawa, K. Country update of Japan / K. Yasukawa // Proceedings World Geothermal Congress 2021. Reykjavik, Iceland. April – October 2020+1.
159. Yeh, W. W-G. Review of parameter identification procedures in groundwater hydrology: The inverse problem / W. W-G Yeh // Water Resour. Res. 1986. Vol. 22(2). P. 95– 108.
160. Zandt, G. Seismic detection and characterization of the Altiplano-Puna magma body, Central Andes / G. Zandt, M. Leidig, J. Chmielowski, D. Baumont, X. Yuan // Pure Appl. Geophys. – 2003. – Vol. 160 (3). – P. 789–807.

СПИСОК РИСУНКОВ

Рисунок 1.1 – Локальная топографическая карта Нижне-Гейзерного бассейна Долины гейзеров (Камчатка)

Рисунок 1.2 – Гейзерные поля мира

Рисунок 1.3 – Упрощенная карта Йеллоустонской кальдеры

Рисунок 1.4 – Геотермальное поле Эль-Татио с упрощенной тектонической картой

Рисунок 1.5 – Северная часть Чили и расположение основных геотермальных полей

Схематическая гидрогеологическая карта Долины гейзеров

Рисунок 1.6 – Концептуальная модель для поперечного сечения ЕЕ' (рисунок 1.5)

Рисунок 1.7 – (А) - карта Исландии с изображением основных вулканов (В) - фотография части гидротермального поля Хаукадалур

Рисунок 1.8 – Схема, показывающая приблизительную протяженность геотермальных систем Ваймангу, Вайотапу и Репороа

Рисунок 2.1 – Долина гейзеров на карте России

Рисунок 2.2 – Геологическая карта Узон-Гейзерной кальдеры (п-ов Камчатка)

Рисунок 2.3 – Геологический разрез по линии АБ (рисунок 2.2)

Рисунок 2.4 – Схематическая гидрогеологическая карта Долины гейзеров

Рисунок 2.5 – Диаграмма соотношения изотопных данных по дейтерию и кислороду-18 в воде Долины гейзеров

Рисунок 3.1 – Концептуальная модель применения хлоридного трассерного метода для оценки расхода глубинной компоненты термальных вод

Рисунок 3.2 – Аппроксимация данных выборки (таблица 2.1) в виде плоской регрессии

Рисунок 3.3 – Применение ХТ метода для оценки расхода реки

Рисунок 3.4 – Применение ХТ метода для оценки объемов извержений гейзеров

Рисунок 3.5 – Устройство для оценки разгрузок хлоридного трассера в водотоки

Рисунок 3.6 – Концентрация хлора в р. Гейзерная 27.04.2022 г. (логгер 20256223)

Рисунок 3.7 – Концентрация хлора в р. Гейзерная 27.04.2022 г. (логгер **20494702**)

Рисунок 3.8 – Концентрация хлора в р. Гейзерная за период наблюдений с 17 по 19 сентября 2022 г. (логгер **20256223**)

Рисунок 3.9 – Концентрация хлора в р. Гейзерная за период наблюдений с 18 по 21 сентября 2022 г. (логгер **20494702**).

Рисунок 3.10 – Концентрация хлора в р. Гейзерная 30.04.2023 г. (логгер **20256223**)

Рисунок 3.11 – Концентрация хлора в р. Гейзерная 30.04.2023 г. (логгер **20494702**)

Рисунок 3.12 – Концентрация хлора в р. Гейзерная за период наблюдений с 11 по 15 сентября 2023 г. (логгер **20494702**)

Рисунок 3.13 – Концентрация хлора в р. Гейзерная 25.04.2024 г. (логгер **20256223**)

Рисунок 3.14 – Концентрация хлора в р. Гейзерная 25.04.2024 г. (логгер **20494702**)

Рисунок 3.15 – Динамика изменения массового расхода хлорид-иона $Q_{Cl}(t)$ по результатам применения ХТ-метода на замыкающем гидростворе р. Гейзерная в 2021 - 2024 гг.

Рисунок 3.16 – Расход р. Гейзерная, массовый расход хлора в речной воде и температура воды гейзеров Большой и Великан 23.04.2021 г.

Рисунок 3.17 – Расход р. Гейзерная, содержание хлора в речной воде и температура воды гейзеров Большой и Великан за период 26.08.2021–30.08.2021 гг.

Рисунок 3.18 – Расход р. Гейзерная, концентрация хлора в речной и температура воды гейзера Большой за 27.04.2022 г.

Рисунок 3.19 – Расход р. Гейзерная, концентрация хлора в речной воде и температуры воды гейзеров Большой и Великан за период с 17.09.2022 по 19.09.2022 г.

Рисунок 3.20 – Расход р. Гейзерная, концентрация хлора в речной воде за период с 19.09.2022 по 21.09.2022 г.

Рисунок 3.21 – Расход р. Гейзерная, концентрация хлора в речной воде и температура воды гейзера Великан за 30.04.2023 г.

Рисунок 3.22 – Расход р. Гейзерная, концентрация хлора в речной воде и температура воды гейзера Великан за период с 11.09.2023 по 15.09.2023 г.

Рисунок 3.23 – Расход р. Гейзерная, концентрация хлора в речной воде за 25.04.2024 г.

Рисунок 4.1 – Изменение концентрации хлорид-иона в воде гейзеров Большой и Великан за период 1969–2024 гг.

Рисунок 4.2 – Объем воды, изверженной гейзерами Большой и Великан

Рисунок 4.3 – Расход глубинной составляющей термальной разгрузки Q_d за период с 1962 по 2024 гг.

Рисунок 4.4 – Аппроксимация расхода глубинной составляющей разгрузки гидротерм Q_d в гидрологическом годовом цикле

Рисунок 5.1 – Локальная двухмерная численная модель для описания 1/5 части Гейзерного резервуара

Рисунок 5.2 – Изменение глубинной составляющей термальной разгрузки Q_d , полученное в результате инверсионного iTOUGH2 моделирования

Рисунок 5.3 – Результаты моделирования с учетом сезонной инфильтрации холодной воды

Рисунок 5.4 – Моделирование (сценарий № 02) распределения давления в продуктивном резервуаре Гейзерный.

Рисунок 5.5 – Концептуальная модель процессов тепло– и массообмена в магмо-гидротермальной системе Долины гейзеров – влк. Кихпиньч

Рисунок 5.6 – Модель «естественного состояния-1»: 3D -вид, вид сверху, слой модели на высоте 250 м, слой модели на высоте –250м

Рисунок 5.7 – Модель «естественное состояние-1» (сценарий DG-2H): T , S_g , Cl – в элементе 954 (№ 20, 21, 23), расход разгрузки (№ 20, 21, 23) в зависимости от времени (0–5000 лет)

Рисунок 5.8 – Модель «естественное состояние-1» (сценарий DG-2H): распределение температуры (макс.) на высоте +250 м и -250 м в течение 5000 лет

Рисунок 5.9 – Модель «естественное состояние-1» (сценарий DG-2H): Распределение S_g (максимальное) на высотах +250 м и -250 м в течение 5000 лет

Рисунок 5.10 – Модель «естественное состояние-2» (расположение источников инфильтрации холодной воды в слое +250 м)

Рисунок 5.11 – «Естественное состояние – 2» (сценарий DG-2H-6): концентрация Cl , расход воды и содержание хлора Q_{cl} в элементе 954 (источники № 20, 21, 23) в зависимости от времени (0–25 лет)

Рисунок 5.12 – «Естественное состояние – 2» (сценарий DG-2H-6): давление P , температура T и газонасыщенность S_g в элементе 954 (источники №20, 21, 23) в зависимости от времени (0–25 лет)

Рисунок 5.13 – «Естественное состояние – 2» (сценарий DG-2H-6): концентрация Cl , расход воды и содержание хлора Q_{cl} в элементе 954 (источники № 20, 21, 23) в течение гидрологического года (интервал моделирования 10-11 лет)

Рисунок 5.14 «Естественное состояние – 2» (сценарий DG-2Н-6): давление P , температура T и газонасыщенность S_g в элементе 954 (источники № 20, 21, 23) в течение гидрологического года (интервал моделирования 10-11 лет)

СПИСОК ТАБЛИЦ

Таблица 1.1 – Оценка Qd на створе «Плотина»

Таблица 1.2 – Оценка Qd на устье р. Гейзерная

Таблица 2.1 – Нумерация и названия гейзеров, горячих источников и фумарол

Таблица 3.1 – Исходные данные для калибровки, логгер № 20256223

Таблица 3.2 – Содержание хлорид-иона в воде гейзеров Большой и Великан за период с 2021 по 2024 гг. по результатам химического анализа

Таблица 3.3 – Рассчитанный расход р. Гейзерная с использованием хлоридного трассерного метода

Таблица 3.4 – Рассчитанные с использованием хлорид-трассерного метода объемы воды, изверженной гейзерами Большой и Великан

Таблица 4.1 – Усредненные химические свойства (в мг/л) флюидов Гейзерного резервуара до и после катастрофических событий 2007, 2014 гг.

Таблица 4.2 – Химический состав свободного газа (об. %), отобранного на термальных объектах в Долине гейзеров.

Таблица 5.1 – Фильтрационно-емкостные и теплофизические свойства, определенные в 2D-модели

Таблица 5.2 – Сценарии обратного моделирования и оценки неизвестных параметров модели

Таблица 5.3 – Фильтрационно-емкостные и теплофизические свойства трехмерной модели Долины гейзеров и влк. Кихпиньч