

МИНОБРНАУКИ РОССИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ
НАУК
(ИВиС ДВО РАН)

На правах рукописи

Рычкова Татьяна Васильевна

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ И
ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ ГЕЙЗЕРОВ
(НА ПРИМЕРЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ КАМЧАТКИ)

Специальность 25.00.07- Гидрогеология

Диссертационная работа
на соискание ученой степени кандидата
геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
д.г. – м.н., профессор А.В. Кирюхин

Петропавловск – Камчатский, 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. Распространение гейзеров в мире, их характеристики и гидрогеологические условия	13
1.1 Гейзеры как тип разгрузки высокотемпературных гидротермальных систем областей современного вулканизма	13
1.2. Кислый четвертичный вулканизм	15
1.3. Высокотемпературные гидротермальные системы полуострова Камчатка ..	16
1.4. Распространенность гейзеров в мире, их характеристики и гидрогеологические условия.....	47
1.5. Гейзеры и палеогейзеры на Камчатке	49
1.6. Термогидродинамическое-химическое TOUGHREACT-EOS2 моделирование условий формирования проницаемого канала в вулканогенных породах риолитового и дацитового состава	53
1.7. Моделирование термогидродинамического режима течения газонасыщенного флюида в канале гейзера	64
Выводы по Главе 1	69
ГЛАВА 2. Результаты многолетних (2007-2015 гг.) гидрогеологических наблюдений в Долине Гейзеров	70
2.1. Методика измерений цикличности гейзеров и оценки скрытой разгрузки гидротермальной системы Долины Гейзеров	70
2.2. Цикличность Гейзерной гидротермальной системы	78
2.3. Мониторинг газогидрохимических параметров разгрузки теплоносителя ...	80
2.4. Мониторинг изотопного состава (δD , $\delta^{18}O$) гидротермального флюида	91
2.5. Режим извержений гейзеров Большой, Великан и Шаман, изменения уровня в Подпрудном Озере (2007-2013 гг.).....	94
2.5.1. Гейзер Большой	94
2.5.2. Гейзер Великан	97
2.5.3. Гейзер Шаман	101
2.5.4. Изменения уровня в Подпрудном озере (2007-2013 гг.).....	103
2.5.5. Оползень 03.01.2014 и Подпрудное озеро-2	106
2.5.6. Взаимосвязь режима гейзеров с сейсмическими событиями и гидрологическим режимом	107

Выводы по Главе 2	110
ГЛАВА 3. Термогидродинамическое TOUGH2 моделирование влияния 1-го Подпрудного озера на функционирование гейзеров	112
3.1. Инфильтрация холодных вод из Подпрудного озера-1 в гидротермальный резервуар Долины Гейзеров	112
3.2. TOUGH2-моделирование влияния Подпрудного Озера на режим гейзеров и горячих источников на Нижне - Гейзерном поле	113
3.2.1. Модель гейзерного резервуара	113
3.2.2. Этапы моделирования	115
3.2.3. Результаты моделирования	116
Выводы по Главе 3	125
ГЛАВА 4. Термогидродинамическое TOUGH2 EOS1+traccer моделирование влияния 2-го Подпрудного озера на функционирование гейзеров	126
4.1. Модель гейзерного резервуара	126
4.1.1. Калибровка модели	126
4.1.2. Данные для калибровки модели	130
4.2. TOUGH2 EOS1+traccer моделирование	131
4.2.1. Моделирование естественного состояния гидротермальной системы	131
4.2.2. Моделирование состояния гидротермальной системы в условиях инфильтрации холодных вод из Подпрудного озера-2	134
Выводы по Главе 4	139
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	140
Основные публикации (из перечня ВАК) по теме диссертации	144
Список принятых терминов	147
Список использованной литературы	149
Список рисунков	160
Список таблиц	164

Введение

Актуальность темы исследования. В данной работе под природными гейзерами понимаются циклически извергающиеся кипящие термоминеральные источники. Гейзеры являются уникальными гидрогеологическими объектами, но в учебной литературе по гидрогеологии не обсуждаются условия их формирования и функционирования, отсюда - необходимость продолжения их углубленного исследования и популяризации полученных знаний. Наблюдения за гейзерами можно использовать для более глубокого понимания условий формирования высокотемпературных гидротермальных систем, тепловая мощность которых определяет потенциал геотермальной энергии [Аверьев, 1965]. Природные гейзеры встречаются редко, их во всем мире менее 1000 [Hurwitz, Manga, 2017] и большинство из них компактно сосредоточено лишь в шести крупных геотермальных районах планеты. Одно из крупных гейзерных полей Земли находится в Долине Гейзеров на полуострове Камчатка и является объектом международного туристско-познавательного значения. Вместе с тем, гидротермальная система Долины Гейзеров характеризуется высокой оползневой опасностью, которую необходимо учитывать при планировании и проведении туристских маршрутов. За последние одиннадцать лет в Долине Гейзеров произошло два катастрофических события: обвал – оползень 03.06.2007 г. и сель, сошедший 14.01.2014 г. Выявление причин изменения режима гейзеров и/или прекращение их функционирования в результате природных катастроф 2007 и 2014 гг. требует глубокого научного анализа. Влияние новообразованных Подпрудных озер на Гейзерную гидротермальную систему можно рассматривать как аналог реинжекции при эксплуатации высокотемпературных геотермальных месторождений. В результате произошедших в Долине Гейзеров геологических катастроф, природа предоставила уникальную возможность наблюдать и изучать широкий спектр современных геологических процессов [Сугробов, 2009]. Являясь единственным местом в России, где возможны демонстрация гейзерной активности, наглядное объяснение условий формирования высокотемпературных геотермальных месторождений и потенциала их использования, Долина Гейзеров представляет значительный познавательный интерес [Кирюхин, Рычкова, 2011].

Степень разработанности исследуемого направления. Фундаментальные основы механизма функционирования гейзеров рассмотрены в публикациях российских ученых: С.П. Крашенинникова, Б.И. Пийпа, Т.И. Устиновой, С.И. Набоко, В.В. Аверьева, В.И. Белоусова, В.И. Кононова, В.Н. Виноградова, Г.С. Штейнберга, В.А. Дрознина, В.М. Сугрובה, Н.Г. Сугробовой, Г.А. Карпова, В.Л. Леонова, А.В. Леонова, А.Б. Белоусова, А.В. Кирюхина, и многих других. Исследованиям природных гейзеров мира посвящены также многочисленные научные работы зарубежных ученых, среди которых следует назвать имена S. Hurwitz, M. Manga, S. Ingebritsen, S. Rojstaczer, J. Rinehard, R. Hutchinson, S. Kieffer.

В результате проведенных исследований выявлены характеристики цикличности в работе гейзеров и предложены различные модели механизма циклических извержений природных гейзеров, в том числе: (1) камерная модель (или модель ловушки пузырьков) [J. Rinehard, 1980, Karlstrom et al., 2013; Vandemeulebrouck et al., 2014]; (2) скважинная модель, предложенная В. В. Аверьевым, А. С. Нехорошевым и получившая количественное выражение в работах [Дрознин, 1980, 1982] и [Ingebritsen S.E., Rojstaczer S.A., 1996]; (3) модель смешения теоретически обоснованная Штейнбергом Г. С., Мержановым А.С., Штейнбергом А.С. (1981) и воспроизведенная N. M. Saptadji с использованием численного моделирования в 1995 г. Но ни одна из указанных моделей не объясняет, почему температуры в канале гейзера ниже температуры кипения при соответствующем давлении.

Прорыв в понимании функционирования гейзеров наметился после применения термогидродинамических моделей, учитывающих наличие неконденсирующихся газов. Механизм CO₂-газлифта для объяснения извержения гейзера Великан предложен в статье [Kiryukhin, 2016]. Параллельно вопрос о роли растворенных газов в механизме извержений гейзеров также обсуждался в работе [Hurwitz et al., 2016].

Целью работы является исследование механизмов формирования и функционирования гейзеров, в том числе в изменяющихся природных и техногенных условиях.

Основные задачи исследования:

1. Термогидродинамическое-химическое моделирование изменения фильтрационно-емкостных свойств пород риолитового состава при проточной фильтрации термальной воды с химическим составом, соответствующим составу воды гейзеров и условий формирования проницаемого гейзерного канала в вулканогенных породах риолитового состава.

2. Моделирование термогидродинамического режима течения газонасыщенного флюида в канале гейзера.

3. Выявление динамики цикличности и содержания хлор-иона в воде режимных гейзеров Великана, Большого, режимных источников Долины Гейзеров и гейзера Шаман (Мутный) в кальдере Узон. Анализ динамики изменения скрытой разгрузки гидротермальной системы Долины Гейзеров, проявляющейся в исчезновении старых и появлении новых гейзеров и горячих источников.

4. TOUGH2-моделирование влияния двух Подпрудных озер (Первого озера, появившегося в результате оползня 3.06.2007 г. и Второго озера, возникшего в результате селя 03.01.2014 г.) на режим гейзеров и изменение их термодинамических и гидрохимических параметров.

Научная новизна. С использованием многовариантного TOUGHREACT-моделирования показана возможность формирования проницаемого канала в риолитовых туфах в результате химического взаимодействия термальная вода-порода в режиме проточной восходящей фильтрации.

2. Впервые выполнено TOUGH2-EOS2 многовариантное моделирование термогидродинамического режима истечения газонасыщенного флюида в канале гейзера.

3. Выявлены закономерности изменения циклических характеристик гейзеров и суммарной разгрузки гидротерм в сезонном гидрологическом цикле Долины Гейзеров.

4. С использованием TOUGH2-моделирования выполнена оценка гидродинамического влияния и показано отсутствие существенного теплового

влияния Подпрудных Озер 2007 и 2014 гг. на гидротермальную систему Долины Гейзеров в целом.

Теоретическая и практическая значимость работы. Гидротермальные системы и образующиеся в их недрах геотермальные месторождения представляют огромный интерес для фундаментальной науки с целью изучения механизмов транспорта тепловой энергии на различных горизонтах земной коры и для прогноза энергетических и минеральных ресурсов областей современного вулканизма. Изучение режима поверхностных термопроявлений, в том числе гейзеров, направлено на уточнение условий формирования гидротермальной системы: изменения проницаемости геотермального резервуара, условий его водного питания, циклической разгрузки, источников тепла, роли верхнего водоупора. Исчезновение гейзеров часто связано с природными факторами, но, к сожалению, чаще – с техногенными процессами. Извлечение большого объема высокотемпературной воды из геотермальных скважин для работы геотермальных электростанций существенно понижает пьезометрический уровень водоносного пласта, что приводит не только к исчезновению гейзеров, но и к охлаждению месторождений. Результаты моделирования влияния природных катастроф на термодинамические и гидрогеохимические параметры гидротермальных резервуаров могут быть использованы при прогнозе эксплуатации высокотемпературных геотермальных месторождений в режиме реинжекции. Данные по гидрогеологическому мониторингу могут быть применимы для среднесрочного (3-4 мес.) прогноза оползневых процессов в Долине Гейзеров при условии осуществления гидрогеологических маршрутных наблюдений в бассейне р. Гейзерной не реже 1 раза в год.

Методы исследования включают: 1) сравнительный гидрогеологический анализ гидротермальных резервуаров, вмещающих активные гейзеры и палеогейзеры Камчатки и мира, составление их гидрогеологических карт и разрезов; 2) термогидродинамическое-химическое TOUGHREACT и TOUGH2-EOS2 моделирование; 3) проведение и анализ данных режимных наблюдений за интервалом между извержениями основных гейзеров Узон-Гейзерной кальдеры,

динамикой суммарной разгрузки гидротермальной системы Долины Гейзеров, химическим, газовым и изотопным составом основных гейзеров; 4) термогидродинамическое и трассерное (хлор-ион) TOUGH2-моделирование влияния Подпрудных озер, сформировавшихся в 2007 и 2014 гг., на термогидродинамический режим гидротермальной системы Долины Гейзеров.

Для режимных наблюдений использованы автономные логгеры НОВО (США), обеспечивающие получение рядов данных с заданным интервалом времени по температуре, атмосферному давлению и электропроводности подземных вод. Температурные логгеры U12-015 применялись для измерения температур в каналах гейзеров и интервала между извержениями гейзеров; логгеры давления U20-001-04 - для регистрации атмосферного давления и оценки расходов водотоков и уровня Подпрудного озера-1; логгеры электропроводности U24-001 - для оценки изменения концентрации Cl-иона и динамики изменения величины разгрузки ГТС.

При моделировании применялось лицензионное программное обеспечение TOUGH2 v.2, TOUGHREACT v.1, их графический интерфейс PetraSim v. 5.2, а также программы Surfer v. 13, Didger v. 5, Grapher v. 9, MapViewer v. 7. TOUGH2 [Pruess et al, 1999] – вычислительная программа многоцелевого назначения для моделирования потоков многофазных флюидов и потоков тепла в трещино-пористой среде. Программа разрабатывается с 1991 в Лоуренсовской Беркелевской Национальной Лаборатории (ЛБНЛ, США). Семейство программ TOUGH2 является апробированным инструментом для моделирования тепломассопереноса в высокотемпературных геотермальных резервуарах и прогноза их эксплуатации. TOUGH2 используется для анализа моделей гидрогеологических и гидротермальных процессов, при промышленной эксплуатации геотермальных месторождений и на объектах захоронения промышленных и ядерных отходов. Программа TOUGHREACT является расширением TOUGH2, служит для анализа процессов тепломассопереноса с учетом химического взаимодействия в системе вода - горная порода.

Основные защищаемые положения:

1. Установлены условия формирования гейзеров в части обоснования модели формирования проницаемого самоизолирующегося канала в артезианско-вулканогенном бассейне, сложенном риолитовыми туфами, и выявления диапазона концентраций CO_2 , необходимых для обеспечения кипения по всему каналу.

2. Режим функционирования гейзеров чувствителен к изменениям локальных гидрогеологических и гидрологических условий: прямая инфильтрация из поверхностных водотоков приводит к прекращению функционирования гейзеров на дне образовавшихся водоемов, но в то же время к повышению частоты извержений гейзеров с каналами разгрузки в надводных условиях. Паводковое повышение давления в поверхностных водотоках и резервуарах грунтовых вод приводит к "подпору" гидротермальной системы и временному уменьшению ее суммарной разгрузки.

3. Гидрогеологический эффект Подпрудных озер, образовавшихся в результате обвала-оползня 2007 г. и схода селя в 2014 г. в Долине Гейзеров, выражается в повышении давления в Гейзерном резервуаре и соответствующем увеличении частоты извержений гейзеров при ограниченном термическом и химическом воздействии.

Личный вклад автора. 1. В соавторстве с руководителем диссертационной работы составлены схематическая геолого-структурная карта Паужетской вулcano-тектонической депрессии и концептуальная модель условий формирования Паужетского геотермального месторождения (масштаб 1:100000); гидрогеологическая карта Паужетского геотермального месторождения (масштаб 1:10000); гидрогеологическая карта-схема бассейна р. Гейзерной (на основе геологической схемы В.Л. Леонова, результатов маршрутных гидрогеологических исследований и вертолетной ИК съемки Долины Гейзеров, выполненной в августе 2010 г.) Автором лично построены геологические, гидрогеологические разрезы и созданы цифровые карты.

2. Во время полевых работ в Долине Гейзеров (2007-2008, 2019 гг.) автором выполнены рекогносцировочные маршруты, установлены гидрологические створы на р. Гейзерной и рассчитан расход реки; отобраны пробы воды из

термальных источников; обработаны и проанализированы инструментальные данные, полученные в результате гидрогеологического мониторинга.

3. Автором проанализирована зависимость интервала между извержениями (параметр IBE, interval between eruptions) гейзера Великан от атмосферного давления, сейсмических событий, метеоусловий и зависимость IBE гейзеров Большой и Великан от уровня воды в Подпрудном озере-1.

4. При активном участии автора собрана и протестирована концептуальная термогидродинамическая 3D модель естественного состояния гидротермальной системы Долины Гейзеров и проанализированы результаты моделирования.

5. Автором собраны и протестированы профильные TOUGH2-модели инфильтрации холодной воды из Подпрудного озера-1 и Подпрудного озера-2 в гидротермальный резервуар Долины Гейзеров и проанализированы результаты моделирования.

6. Автором собраны термогидродинамическая-химическая TOUGHREACT-EOS2 модель формирования гейзерного канала и TOUGH2 – EOS2 модель термогидродинамического режима течения газонасыщенного флюида в канале гейзера; проанализированы результаты многовариантного моделирования.

Степень достоверности и апробация результатов исследований. Для создания моделей использованы цифровые карты района Долины Гейзеров - топографическая (масштаба 1:2000) и геологическая (масштаба 1:10000); фактические данные мониторинга, проведенного в Долине Гейзеров в период с 2007 по 2015 гг.; координаты горячих источников и гейзеров, полученные по GPS-навигатору; лицензионное программное обеспечение TOUGH2 v.2, TOUGHREACT v.1, PetraSim v. 5.2, а также программы Surfer v. 13, Didger v. 5, Grapher v. 9, MapViewer v. 7. Для режимных гидрогеологических наблюдений использовались автономные логгеры НОВО, обеспечивающие получение непрерывных рядов данных по температуре, атмосферному давлению и электропроводности подземных вод (логгеры температуры U12-015 применялись для измерения интервала между извержениями гейзеров, логгеры давления U20-001-04 для регистрации уровня Подпрудного озера-1 и р. Гейзерной, логгеры электропроводности U24-001 для оценки изменения Cl-иона и динамики изменения величины разгрузки гидротермальной системы). Химические, газовые

и изотопные анализы отобранных проб флюида проводились в ЦХЛ ИВиС ДВО РАН, ГИН РАН, ВСЕГИНГЕО, ИГЕМ РАН, ИВиС ДВО РАН.

Результаты работ автора и в соавторстве с научным руководителем диссертационной работы по теме исследования представлены статьями в рецензируемых журналах, в отчетах ИВиС ДВО РАН и РФФИ, на конференциях, в том числе международных: TOUGH Symposium (Berkeley, CA, LBNL, 2006); International Mineral Extraction from Brines Conference 2006 (Tucson, Arizona, 2006); Geothermal Resources Council (San-Diego, CA, 2006); Международный Симпозиум по проблемам эксплозивного вулканизма (П.-Камчатский, ИВиС ДВО РАН, 2006 г.); XVIII Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока (Иркутск, 2006 г.); Thirty-Second Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University (Stanford, California, 2007); Международный симпозиум «Будущее гидрогеологии: современные тенденции и перспективы» (С.-Петербург, 2007 г.); AGU Conference (San-Francisco, 2008); конференции, посвященные Дню Вулканолога (П.-Камчатский, 2009, 2013, 2017, 2019 гг.); IV Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика» (П.-Камчатский, 2009 г.); XIX Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока (Тюмень, 2009 г.); World Geothermal Congress (Bali, Indonesia, 2010); 13-th Int. Conf. Water-Rock Interaction, Guanajuato (Mexico, 2010); Третья, четвертая, шестая научно-технические конференции «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России» (П.-Камчатский, ГС РАН 2011, 2013, ФИЦ ЕГС РАН, 2017); World Geothermal Congress (Melbourne, Australia, 2015); II МНМК «Современное состояние, тенденции и перспективы развития гидрогеологии и инженерной геологии» (Санкт-Петербург, 2017); Международное научное совещание по проблемам геотермальной вулканологии (Geothermal Volcanology Workshop) (П.-Камчатский, ИВиС ДВО РАН, 2018, 2019 гг.).

Результаты исследований автора опубликованы в 24 публикациях, из них 5 - статьи в журналах из перечня ВАК (Вулканология и сейсмология; Геоэкология. Инженерная Геология. Гидрогеология. Геокриология; Applied Geochemistry Journal).

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, четырех глав, заключения и списка использованной литературы общим объемом

165 страниц, включающим 66 рисунков и 26 таблиц. В конце каждой главы приведены наиболее значимые полученные результаты. Общий список использованной литературы состоит из 124 наименований.

Благодарности. Диссертационные исследования выполнялась под руководством доктора г.-м.н., профессора А.В. Кирюхина в ИВиС ДВО РАН. Автор благодарен научному руководителю А. В. Кирюхину за постановку задач и помощь в осуществлении анализа полученных результатов; к.т.н. В.А. Дрознину, д.г.-м.н. В.М. Округину, д.г.-м.н. С.Н. Рычагову, к.г.-м.н. О.А. Гириной, к.г.-м.н. И.Ф. Делемену, к.х.н. А.В. Сергеевой за ценные критические замечания и полезные советы на этапе подготовки и обсуждения диссертационной работы. Автор также выражает признательность сотрудникам лаборатории тепломассопереноса Усачевой О.О., Воронину П. О., Журавлеву Н.Б. Полякову А.Ю, Черных Е. В. за конструктивную помощь.

Глава 1. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ГЕЙЗЕРОВ В МИРЕ, ИХ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

1.1. Гейзеры как тип разгрузки высокотемпературных гидротермальных систем областей современного вулканизма. В данной работе под природными гейзерами понимаются циклически извергающиеся кипящие термоминеральные источники. По [Дрознин, 2009] гейзерный источник отличается от других горячих источников, в частности от кипящих источников, цикличностью (периодичностью) и наличием стадии покоя. Режим действия гейзеров – это последовательная смена стадий: излива, фонтанирования, парения и стадии восстановления уровня горячей воды в канале [Дрознин, 2009]. Отсутствие какой-либо стадии действия гейзера (кроме излива), заставляет усомниться в том, что это гейзер. Отсутствие общей теории о механизме работы гейзеров [Дрознин, Разина, 1977; Дрознин, 1982; Нечаев, 2012; Belousov, Belousova, Nechayev, 2013; Белоусов, Белоусова, 2014, 2017; Кирюхин, Дрознин, 2017] объясняется индивидуальным механизмом деятельности, обусловленным сложным строением подземной системы каналов и множественностью потоков вод, питающих гейзер [Дрознин, 1982; Hurwitz, Manga, 2017]. Несмотря на отсутствие общей теории о механизме работы гейзеров, мнение многих ученых сходится в том, что причины гейзерного режима кроются в следующем: 1) в гидродинамических особенностях двухфазной смеси [Дрознин, Разина, 1977, 1980; Kiryukhin, Sugrobov, , 2018]; 2) в несоответствии между недостаточными возможностями питания гейзера и несоизмеримо большим по объему выбросом пароводяной смеси, определяемым обширным диаметром канала гейзера [Сугробов, Аверьев, 1965; Леонов, 2009]; 3) в фильтрационных свойствах водовмещающих пород, определяющих время восстановления уровня горячей воды в подземной системе и канале гейзера.

Гейзеры являются природным явлением, реализующимся в условиях разгрузки высокотемпературных гидротермальных систем, характерных для зон современного или молодого вулканизма [Кононов, Поляк, 1977; Кирюхин и др., 2010; Кирюхин, Дрознин, 2017]. Гидротермальные системы, в свою очередь, представляют собой объединение областей водного питания, генерации глубинного теплоносителя, гидротермального резервуара, системы подводящих каналов глубинного теплоносителя и верхнего водоупора (с гидравлическими окнами естественной разгрузки – очагами разгрузки) [Кирюхин и др., 2010 г.].

Работами [Аверьев, 1964, 1966; Эрлих, Мелекесцев, 1973; Леонов, Гриб, 2004] доказана связь высокотемпературных гидротермальных систем с кислым вулканизмом и долгоживущими вулканическими центрами. С гидрогеологической точки зрения это небольшие наложенные артезианские бассейны с трещинно-пластовыми или трещинными водными резервуарами в погружившихся блоках докальдерных вулканов и породах взрывного генезиса, заполняющих депрессии. Их инфильтрационное водное питание обеспечивается благодаря обильным атмосферным осадкам и высокой проницаемости кольцевых разломных зон и вулканитов, слагающих борта и склоны кальдер. Водоупорами, изолирующими артезианские резервуары от поверхностных и грунтовых вод, служат кратерно-озерные отложения и гидротермально измененные породы. По [Шварцев, 1996; Вакин, Пилипенко, 2001] важную роль в динамике гидротермальных систем играют тектонические нарушения и крупные трещины. Они являющиеся основными, часто единственными, каналами поступления глубинного флюида в верхние части гидротермальных систем, участками повышенной проницаемости и обводненности в верхних горизонтах, а пересекая водоупорные толщи, они часто определяют положение очагов естественной разгрузки гидротерм.

Высокотемпературные гидротермальные системы (связанные с четвертичным вулканизмом и интрузиями магмы) и сопряженные с ними высокотемпературные гидротермальные резервуары распространены в разнообразных геодинамических обстановках в различных частях земного шара [Вакин, Поляк, Сугробов, 1971; Кононов, Поляк, 1977; Кирюхин и др., 2010; Kiryukhin, 2010]: в зонах субдукции и спрединга Тихоокеанского вулканического пояса; в зонах субдукции Средиземноморского вулканического пояса, Гималайской вулкано-тектонической зоны и Индонезийского вулканического пояса; в зонах спрединга Срединно-Атлантической рифтовой зоны и "горячих точек" океанических плит (рис. 1.1).

Породами, вмещающими высокотемпературные гидротермальные системы, являются вулканогенно-осадочные породы неоген-нижнеплейстоценового возраста в большинстве случаев, часто – интрузивные комплексы плиоцен-плейстоценового возраста, внедрившиеся в указанные выше вулканогенно-осадочные породы и обеспечивающие проницаемость в приконтактных зонах

[Кирюхин и др., 2010]. В верхнеплейстоцен-голоценовое время гидротермальные системы обеспечиваются тепловой энергией за счет поступления порций магмы в близповерхностные коровые очаги. Наибольшее распространение в мире получили гидротермальные системы, приуроченные к зонам контакта интрузий кислого и среднего состава, и сопряженные в верхней части с проницаемыми плиоцен-плейстоценовыми формациями вулканогенно-осадочных пород [Кирюхин и др., 2010].

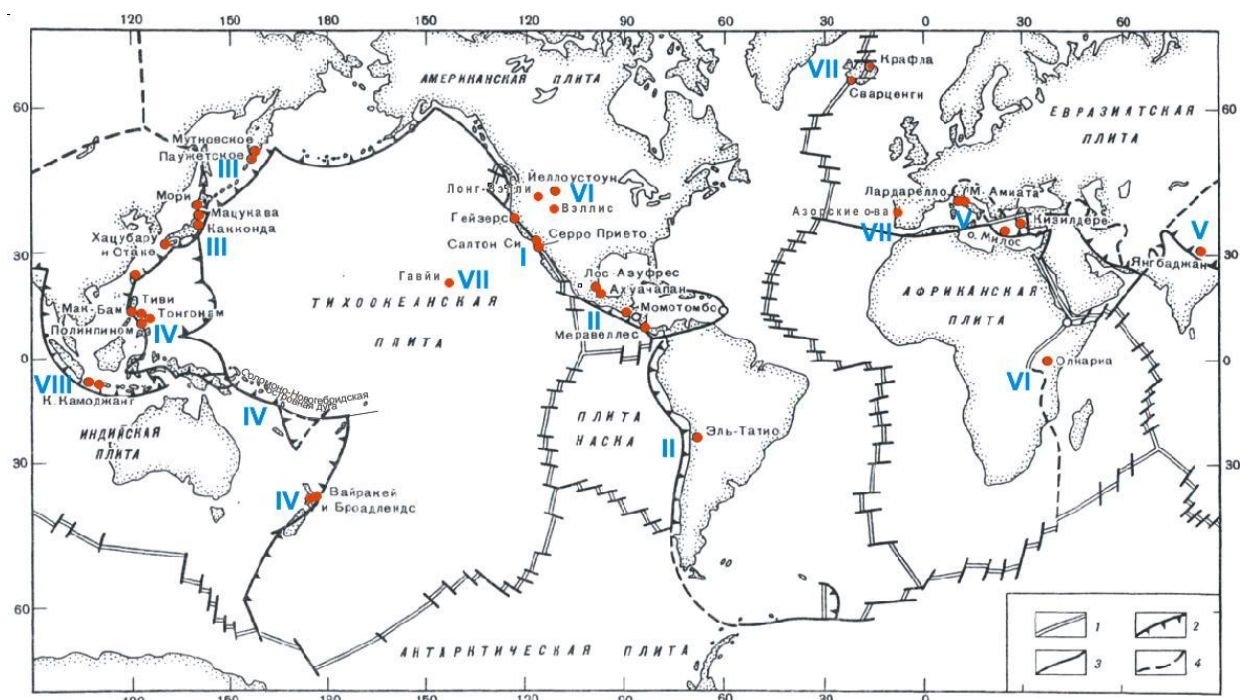


Рис. 1.1. Распределение основных геотермальных систем на земном шаре (по Мафлеру, UN Symp., 1975, с дополнениями) [Кирюхин и др., 2010]. Условные обозначения: 1 – зоны спрединга, 2 – зоны субдукции, 3 – трансформные разломы, 4 – границы плит неопределенной природы; I, II, III, IV – зоны субдукции и спрединга Тихоокеанского вулканического пояса, V – зоны субдукции Средиземноморского вулканического пояса и Гималайской вулканотектонической зоны, VI – области континентального рифтогенеза (зоны спрединга), VII – Срединно-Атлантическая рифтовая зона и "горячие точки" океанических плит (зоны спрединга), VIII – зоны субдукции Индонезийского вулканического пояса.

1.2. Кислый четвертичный вулканизм. Работа [Эрлих, Мелекесцев, 1973] показывает количество и масштаб гидротермальной активности в районах кислого вулканизма, совершенно несопоставимого с тем, который локализуется в областях андезитобазальтового вулканизма. Точных цифр, характеризующих эти различия нет. Но крупнейшие поля гидротерм (Долина Гейзеров, Семячинская группа источников, Паужетка, Большие Банные ключи, Паратунка на Камчатке, гидротермальные проявления района Вайракей и Вайотапу и гейзеры Роторуа на

Сев. острове Новой Зеландии, гидротермальные поля районов Куджу и Унзен на острове Кюсю, Усу на южном Хоккайдо, гейзеры Йеллоустонского парка, Филиппины, Суматра) приурочены именно к районам кислого вулканизма, где отмечено [Эрлих, Мелекесцев, 1973] резкое, по сравнению с другими системами мира, увеличение его масштабов и возрастание кислотности пород (до 71 % SiO_2). По мнению Г. Ф. Пилипенко, практически большая часть гидротермальных систем Камчатки, приуроченных к вулканическим центрам, находящимся в ряду кольцевых вулкано-тектонических структур Восточного вулканического пояса, является областью крупнейших на Камчатке вспышек кислого вулканизма в верхнеплейстоцен-четвертичное время [Пилипенко, 1989].

По [Мелекесцев, Краевая, Брайцева, 1970; Эрлих, Мелекесцев, 1973; Короновский, 2002] кислый вулканизм – специфический тип вулканического процесса, происходивший 80-40 тыс. лет назад, связанный с рядом пород (с относительно высоким содержанием SiO_2) от кислых андезитов до риолитов. Для него характерны грандиозные и длительные эксплозивные извержения, сопровождающиеся образованием обширных покровов и потоков из кислого ювенильного пирокластического материала (пемзы, игнимбриты); образование кальдер обрушения, рост экструзивных куполов и гидротермальная деятельность. Эксплозивные извержения, в силу высвобождения энергии, часто являются катастрофическими (вулканы Везувий в Италии, Санторин в Эгейском море, Кракатау в Индонезии и Йеллоустон в США) [Короновский, 2002].

По [Эрлих, Мелекесцев, 1973] центры кислого вулканизма обычно ассоциируются с вулкано-тектоническими депрессиями и кальдерами, в образовании которых ведущая роль принадлежит гигантским взрывам, и приурочены к геотектоническим системам типа Камчатки, а в пределах таких геотектонических систем - к фронтальной части вулканических поясов, находящихся в непосредственной близости от глубинных разломов.

1.3. Высокотемпературные гидротермальные системы полуострова Камчатка. Связь гидротермальных систем Камчатки с магматической деятельностью, их принадлежность (в основном) к типу молодых магматических геотермальных систем показана в работе [Леонов, Гриб, 2004]. Наиболее крупные геотермальные районы Камчатки (Паужетско-Кошелевский, Мутновский, Паратунский, Семячикский, Узон-Гейзерный), отличающиеся современной

высокой сейсмичностью и подвижками по разрывным нарушениям, приурочены к центрам кислого вулканизма (кальдерам, вулканом-тектоническим депрессиям, зонам субвулканических интрузий риолито-дацитов) [Кирюхин и др., 2010] и находятся в вулканической зоне Восточной Камчатки. Источником их теплового питания предполагаются, в большинстве случаев, интрузии магмы. Геотермальная энергия высокотемпературных гидротермальных систем разгружается в виде 23 действующих вулканов и 9 крупных гидротермальных систем: Кошелевской, Паужетской, Ходуткинской, Мутновской, Больше-Банной, Паратунской, Карымской, Семячической и Узон-Гейзерной (рис. 1.2.) [Кирюхин, 1984; Пилипенко, 1989; Кирюхин и др., 2010]. Еще три крупных гидротермальных системы (Апапельская, Киреунская и Двухьюрточная) разгружаются в Центрально-Камчатском вулканическом поясе, где имеет место в основном поствулканическая деятельность. Они резко отличаются по характеру гидротермальной деятельности и тепловой мощности от гидротермальных систем Восточно-Камчатского вулканического пояса.

По расчетам [Федотов и др., 1998], суммарная тепловая мощность гидротермальных систем и термальных источников Камчатки составляет 2860 Мвт. При этом 86 % тепла выносят гидротермы Восточно-Камчатского вулканического пояса и только 10 % - гидротермы Центрально-Камчатского пояса.

Кошелевская гидротермальная система связана с Кошелевским вулканическим массивом неоген-четвертичного возраста [Вакин и др., 1976]. По [Рычагов, 2015; Калачева и др., 2016] массив относится к действующим андезитовым вулканам, его современная активность связана с геотермальными аномалиями, приуроченными к верхнему структурному ярусу плейстоцен-голоценового возраста (лавы, туфы и интрузивные породы среднего и кислого состава).

Наиболее мощные разгрузки гидротермальных растворов и парогазовой смеси на дневной поверхности происходят на Верхне-Кошелевской и Нижне-Кошелевской геотермальных аномалиях. Оба термальных поля представляют собой разгрузку подземного пара (который, судя по данным бурения [Писарева, 1987], образует устойчивую паро-доминирующую зону в постройке вулканического массива), но отличаются структурным положением, Р-Т

параметрами теплоносителя, составом газов и гидротерм. Несмотря на это, предполагается [Вакин и др., 1986; Поздеев, Нажалова, 2008], что эти две гидрогеологические структуры являются единой крупной газо-гидротермальной системой.

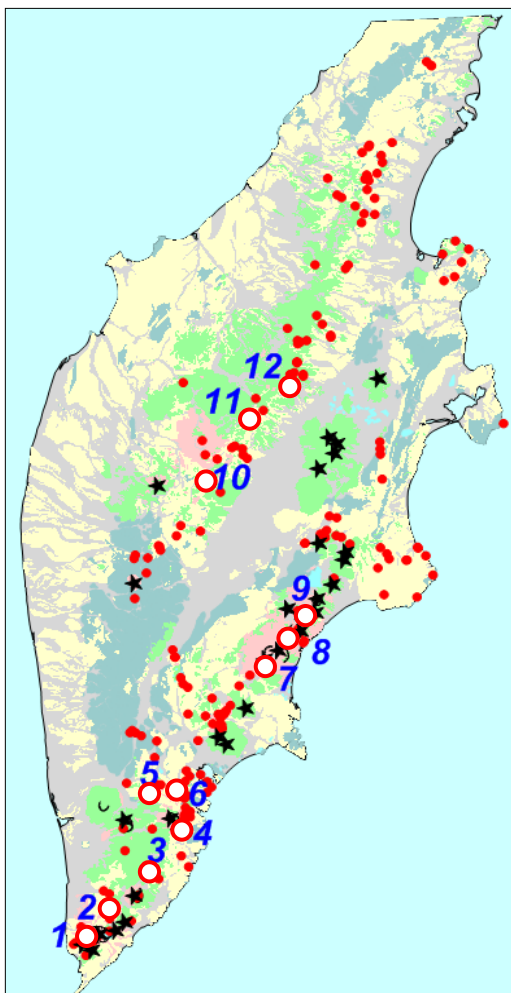


Рис. 1.2. Самые крупные гидротермальные системы Камчатки:

- 1 – Кошелевская;
- 2 – Паужетская;
- 3 – Ходуткинская;
- 4 – Мутновская;
- 5 – Больше-Банная;
- 6 – Паратунская;
- 7 – Карымская;
- 8 – Семьячикская;
- 9 – Узон-Гейзерная;
- 10 – Апалельская;
- 11 – Киреунская;
- 12 – Двухъюрточная.

По данным [Рычагов, 2014] Верхне-Кошелевское термальное поле характеризуется более высокими P-T параметрами парогазовых струй (до 150° C и до 7-10 атм на устьях фумарол), значительной площадью прогрева грунтов, разгрузкой кислых и слабокислых сульфатных вод. На площади термального поля много бессточных грязе-водных кипящих котлов, обнаружены разгрузки кислых термальных вод (pH=3.0-3.5, T=70° C) с минерализацией до 2 г/л и содержанием растворенной и коллоидной кремнекислоты до 200 мг/л [Рычагов, 2014]. В составе газов преобладает CO₂, H₂S, SO₂; сумма кислых газов может достигать 97 % от объема сухого газа. Содержание водорода, метана и др. углеводородов в сумме не превышает 1.5 % [Вакин и др., 1986]. По [Калачева и др., 2016] вынос

тепла на Верхне-Кошелевском термальном поле практически в два раза больше, чем на Нижне-Кошелевском термальном поле.

Нижне-Кошелевское термальное поле относится к типу крупных пародоминирующих месторождений [Писарева, 1987; Рычагов, 2014]. Зона перегретого (сухого) пара под Нижне-Кошелевской гидротермальной аномалией, распространяющаяся на глубину более 1.5 км, пространственно тяготеет к апикальной части многофазного интрузивного тела диоритов - диоритовых порфиритов.

Термопроявления на Нижне-Кошелевском термальном поле представлены парогазовыми струями с температурой 90-98° С, термальными озерцами (Т 30-35° С), водно-грязевыми котлами, парящими грунтами. Горячие источники представляют собой конденсат пара от слабокислых до нейтральных и слабощелочных сульфатных и гидрокарбонатно-сульфатных аммониевых вод с температурой от 20 до 98° С [Рычагов и др., 2014].

В зоне гипергенеза образуются слабокислые до нейтральных и слабощелочных сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатные аммониевые воды с температурой от 20 до 98° С. Катионный состав смешанный, преобладают аммоний, Са, Na, К, Fe, присутствуют Al, H, редкие щелочи и др. В составе растворенных и свободных газов преобладают CO₂, H₂S, SO₂, CH₄, азот и тяжелые углеводороды [Вакин и др., 1986, Рычагов, 2014]. Температура пара в отдельных фумаролах достигает 120° С, преобладающая температура грунтов и пароводяной смеси в котлах и пульсирующих источниках равна 90-105° С [Рычагов, 2014].

Для Нижне-Кошелевского термального поля характерно глубокое залегание зеркала подземных вод, что обусловлено его расположением на склонах вулканического массива (в области питания подземных вод), близостью базиса дренирования – Охотского моря, слабой проницаемостью пород резервуара и хорошо развитой трещинно-жильной системой дренирования [Писарева, 1987].

Верхним водоупором в гидротермальной системе служит лаво-экструзивный комплекс андезидацитов [Писарева, 1987]. По расчетам С.Н. Рычагова [Рычагов, 2014] суммарный вынос тепла парогазовыми струями Кошелевской гидротермальной системы сопоставим с тепловой мощностью камчатской Долины Гейзеров.

Паужетская гидротермальная система приурочена к Паужетской вулканотектонической депрессии. Здесь представлен широкий комплекс осадочных, туфогенно-осадочных пород и вулканогенных образований от базальтов и андезитов современных вулканов и палеовулканов до риодацитов, слагающих экстрезивные новообразования. Большая часть Паужетского района сложена образованиями четвертичного возраста, а более древние комплексы пород имеют ограниченное площадное распространение, слагая глубинную часть депрессии [Аверьев, Белоусов, 1965; Кожемяка, Огородов, 1977]. Паужетская депрессия относится к мощному центру развития четвертичного кислого вулканизма, который получил особенно широкое развитие в районе в верхнем плейстоцене и голоцене. По [Белоусов и др. 1976] вулканогенные породы Паужетского района представлены лавами и пирокластикой андезитового, дацитового и риолитового состава, экстрезиями риодацитов, спекшимися туфами, пемзовыми отложениями, туфогенно-осадочными породами. Областью водного питания Паужетского геотермального месторождения являются приводораздельные участки Камбального хребта. Источником тепла являются остывающие магматические тела верхнеплейстоцен-голоценового возраста.

Разгрузка Паужетской гидротермальной системы представлена Паужетскими кипящими источниками и паровыми струями Камбального хребта [Сугробов, Краевой, 1966]. Поверхностная гидротермальная активность обусловлена наличием двух напорных термовмещающих комплексов и относительно водоупорным горизонтом (рис. 1.3) [Кириухин и др., 2010].

Первый водоносный термовмещающий комплекс (паужетская свита) средней мощностью до 500 м представлен верхнемиоцен-плейстоценовыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями: псефитовыми и псаммитовыми туфами, туфобрекчиями дацитового и андезитового состава, лавами андезитов, спекшимися туфами дацитового состава, агломератовыми туфами и туфами основного состава, лавами андезибазальтов. По химическому составу это хлоридно-натриевые азотно-углекислые воды. К этому водоносному комплексу приурочен высокотемпературный гидротермальный резервуар [Кириухин и др., 2010] средняя вскрытая мощность которого около 500 м. В центральной части месторождения гидротермальный резервуар сообщается снизу

с системой каналов, подводящих теплоноситель из второго термовмещающего комплекса.

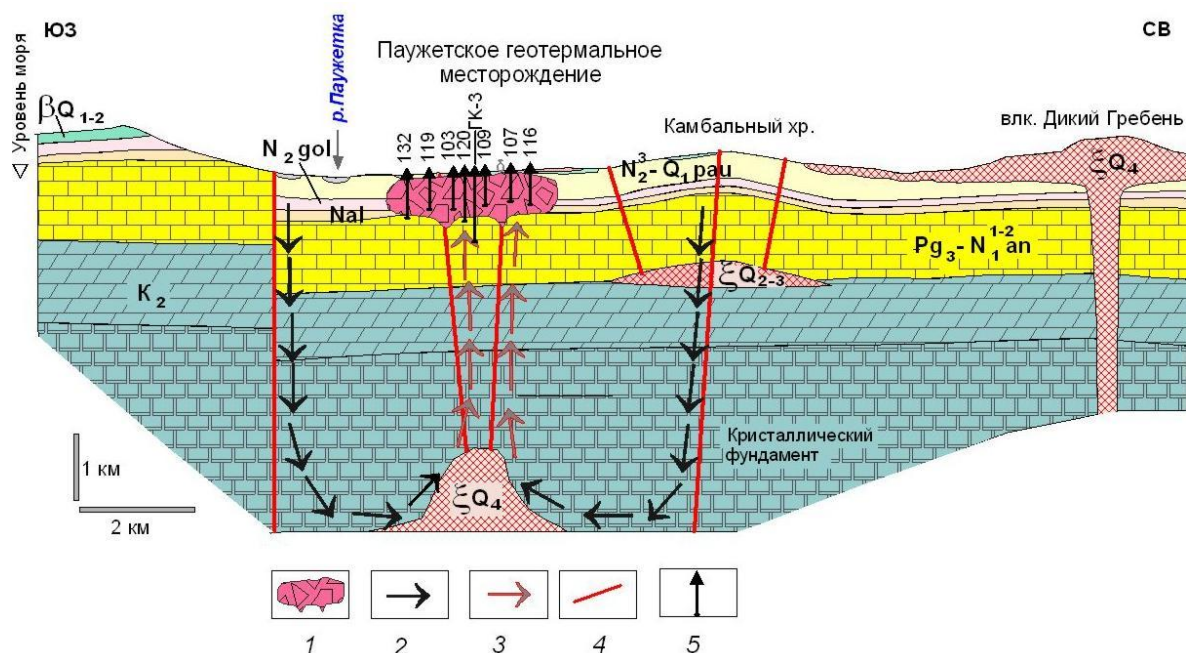


Рис. 1.3. Концептуальная гидрогеологическая модель условий формирования Паужетского геотермального месторождения по данным Кожемяка Н.Н. [Кожемяка и др., 1980], Ямпольского В.А. с дополнениями по Кирюхину А.В., Рычковой Т.В. Геологические подразделения: K_2 – метаморфический фундамент, $Pg_3-N_1^{1-2} an$ – миоценовые песчаники, Nal – неогеновые андезитовые туфы и лавы, N_2gol – Гольгинский горизонт, $N_2^3-Q_1rau$ – туфы Паужетской свиты, βQ_{1-2} – андезиты, ξQ_{2-3} , ξQ_4 – экструзивный риолито-дацитовый комплекс. Черные стрелки: нисходящие потоки холодных метеорных вод; красные стрелки: восходящие потоки нагретых флюидов; черные линии: разломы; короткие вертикальные черные линии: геотермальные скважины.

Второй относительно водоносный термовмещающий комплекс олигоцен-миоценовых вулканогенно-осадочных отложений анавгайской серии распространен повсеместно в Паужетской депрессии на глубине 650 м. Его вскрытая мощность 550 м. Комплекс служит фундаментом Паужетского месторождения. Водовмещающие породы представлены вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами, редко аргиллитами, прослоями лав, туфов и туфобрекчиями. Вся толща прорвана большим количеством даек андезитов и базальтов [Кирюхин и др., 2010].

Верхним водоупором гидротермальной системы является относительно водоупорный горизонт верхнеплиоцен-плейстоценовых вулканогенно-осадочных отложений верхнепаужетской подсвиты. Представлен алевролитами, пепловыми псаммитовыми туфами, туффитами, местами с маломощными прослоями

псефитовых пемзовых туфов. Разгрузка гидротерм происходит из водоупора через фильтрационные окна в пределах зон тектонической трещиноватости.

Геотермальный флюид по химическому составу хлоридно-натриевый щелочной с общей минерализацией 2,7-3,4 г/кг. Температура воды, вскрытой скважинами, более 180–200° С. По газовому составу – это углекисло-азотные воды с содержанием неконденсирующегося газа 0,04-0,08 % (по весу). В ненарушенных условиях естественная разгрузка гидротерм Паужетской гидротермальной системы осуществлялась в виде горячих, кипящих источников с температурой 99-100° С, гейзеров, паровых струй с температурой 95-97° С и участков прогретой почвы на термальном поле Паужетки (а.о. 100-240 м). На термальных полях Камбального хребта (от 260 м.а. и выше до 1000 м) отмечаются только выходы пара. Кипящие и теплые грязевые котлы и озерки на полях Камбального хребта образованы конденсатом пара.

В Ходуткинской гидротермальной системе повсеместным распространением пользуются молодые вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы плиоцен-четвертичного возраста. Наиболее древние из пород - (конец верхнего плиоцена – начало плейстоцена), это породы основного состава: базальты, андезито-базальты и андезиты. По [Кирсанова, Мелекесцев, 1984] наиболее молодые вулканические образования имеют позднеплейстоценовый и голоценовый (до современного) возраст. Это базальтовые и андезито-базальтовые шлаковые конуса, щитовые вулканы и лавовые потоки ареального вулканизма, а также два многоактных пирокластических вулкана Приемьш и Ходутка. Вулкан Приемьш более древний и сложен породами андезито-базальтового и андезитового состава. Вулкан Ходутка – более молодой и состав его пород более кислый – от андезитов до дацитов. В пределах самого Ходуткинского массива отсутствуют базальтовые эруптивные центры, хотя базальтовые проявления зоны ареального вулканизма (воронки взрывов, небольшие лавовые конуса, экструзивные куполы) окружают этот массив практически со всех сторон [Кирсанова, Мелекесцев, 1984].

Район Ходуткинских терм и их окрестностей разбит густой сетью разрывных тектонических и вулканогенно-тектонических нарушений. Выходы Ходуткинских терм приурочены к нижней из трех крупных воронок взрыва, образующих цепочку север-северо-западного простирания длиной около 2 км и

выполненных отложениями мощностью порядка 100-300 м [Кирсанова, Мелекесцев, 1984]. Тефра, связанная с образованием воронок и залегающая на левом берегу р. Правой Ходутки, представляет собой дацитовую (риолит-дацитовую?) пемзу. В 2-3 км к юго-западу от Ходуткинской цепочки располагается более молодая аналогичная система из двух соприкасающихся воронок взрыва (более крупная из этих воронок почти полностью занята экструзивным телом и лавовыми потоками липарито-дацитового состава). В более древней, но тоже голоценовой воронке, расположенной к северо-востоку от Ходуткинской цепочки, также имеется экструзивное тело.

По [Кирсанова, Мелекесцев, 1984] фреато-магматический генезис воронок взрыва, их строение, наличие экструзий, выброс больших объемов ювенильных пемз и молодой возраст, указывают на близповерхностное положение магматических очагов кислого состава, с которым связаны эти воронки.

Разгрузка Ходуткинских терм происходит на поверхности левобережной террасы р. Правой Ходутки из пемзовых отложений, сцементированных кремнистым осадком. Основные высокодебитные грифоны (их два) с пульсирующим и напорным режимом поступления воды расположены на дне реки у правого берега и имеют температуру 55 °С. Максимальная температура воды (88 °С) отмечена в малодебитных выходах береговой линии. Среди безводных воронок с температурой 95 °С, к север-северо-востоку от истоков р. Горячей наблюдаются плиты гейзерита мощностью до 20 см. По результатам замеров в 1961 г. [Кирсанова, Мелекесцев, 1984] дебит термальной воды с учетом скрытой разгрузки составлял 115 л/с. По химическому составу воды ходуткинских терм гидрокарбонатно-хлоридные, натриевые с невысокой общей минерализацией (0,6 г/л) и незначительным содержанием кремнекислоты до 90 мг/л, хотя в местах выхода терм отложения сцементированы кремнистым осадком. Спонтанный газ источников представлен преимущественно азотом, CO₂, метаном, что позволяет предположить наличие неглубоко залегающего источника тепла. По [Кирсанова, Мелекесцев, 1984], в связи с невысоким содержанием CO₂ (≥5 об. %) Ходуткинские термы близки к азотно-углекислым. Во время исследования геотермометры показывали температуру на глубине 130-140° С. Но наличие кремнистого остатка в местах современных выходов, а также плит гейзерита на прогретой, ранее более активной площади позволяет предположить,

что они были пересыщены кремнием и оценить температуру в недрах Ходуткинской термоаномалии (в период отложения гейзерита) не ниже 210°C [Кирсанова, Мелекесцев, 1984].

Мутновская гидротермальная система приурочена к северному подножию вулкана Мутновского и долинам рек Вилючи, Жировой и Мутновской. Очаги разгрузки гидротермальной системы, представленные выходами пара и горячей воды, связаны с Северо-Мутновской вулcano-тектонической зоной [Вакин, Кирсанов, Кирсанова, 1976]. По [Федотов и др., 1998] важную роль в строении района играют крупные разрывы северо-восточного простирания, которые вместе с разломами других направлений разбивают район на блоки и создают условия, благоприятные для локализации парогидротерм.

Высокотемпературный геотермальный резервуар приурочен к четвертичным вулканогенным образованиям III стадии развития Мутновского вулкана, завершившего свою деятельность в голоцене извержением дацитовых пирокластических потоков и образованием дацитового купола в кратере, по периметру которого сегодня существуют Донное и Верхнее фумарольные поля [Кирюхин и др., 2010]. Горные породы, вмещающие продуктивную зону, имеют разный состав: диориты, миоцен-плиоценовые песчаники, риолитовые и андезитовые туфы и лавы; вместе с тем, зона характеризуется отсутствием явного литологического контроля. Месторождение характеризуется базовой температурой более 280°C и относится к району развития четвертичного кислого вулканизма. Благодаря значительному количеству атмосферных осадков, высокой водопроницаемости покровных отложений, густой сети разрывных нарушений создаются благоприятные условия для формирования глубокого подземного стока [Кирюхин и др., 2010].

Наиболее вероятным источником водного питания Мутновского геотермального месторождения в естественных условиях является вода ледника кратера Мутновского вулкана, а в условиях, нарушенных эксплуатацией, происходит дополнительное привлечение локальных метеорных вод [Поляков, 2019]. Гидравлическая связь между вулканом Мутновским и Мутновским геотермальным месторождением осуществляется по трещинам разлома северо-северо-восточного (ССВ) простирания, соответствующего продуктивной зоне «Основная» [Kiryukhin et al., 2018]. Тепловое питание продуктивного резервуара,

очевидно, осуществляется за счет остывания порций магматического материала, аккумулярованных Северо-Мутновской вулканической зоной. Доказано, что эта магматическая зона пространственно связана с магматическим каналом Мутновского вулкана [Kiryukhin et al., 2018]. Федотов С. А. [Федотов и др., 1998] разделил поверхностные проявления Мутновско-Жировской гидротермальной системы (по характеру выхода вод и пара, тепловым показателям и химическому составу) на три группы: 1) фумарольные поля кратеров действующих вулканов, 2) парогидротермы Северо-Мутновской вулкано-тектонической зоны, 3) восходящие горячие источники речных долин.

Фумарольные газы вулканов характеризуются высоким содержанием водяного пара (95-98% объема парогазовой смеси). Конденсаты их очень кислые (рН 0,3-2,5), высоко-минерализованные, в них преобладают сернистая, серная и соляная кислоты. В газовой фазе доминирует CO_2 . [Вакин, Кирсанов, Кирсанова, 1976]. Конденсаты парогазовых струй термальных полей Северо-Мутновской зоны - это маломинерализованные простого состава ($\text{HCO}_3^- - \text{NH}_4^+$) растворы с рН, близким к нейтральному. Среди газов преобладает CO_2 , присутствуют H_2S , N_2 , H_2 , CH_4 . В кипящих водяных и грязевых котлах образуются кислые (рН 2-5) сульфатные воды сложного катионного состава. На периферии термальных полей наблюдаются выходы горячих конденсатных источников [Вакин, Кирсанов, Кирсанова, 1976].

В долине реки Жировой выходят термальные источники напорных вод температурой до 90-100°C. До начала эксплуатации месторождения, такие же выходы термальных источников наблюдались в долине р. Мутновской. По химическому составу эти источники близки к азотно-углекислым перегретым водам Паужетско-Вайракейского типа, однако в большей степени разбавлены метеорными водами. В них содержатся глубинные компоненты Li, K, As (арсеникум), Sb (сурьма), В (бор). В водах Вилючинских источников наблюдается повышение карбонатной составляющей (иона HCO_3^-) и снижение содержания специфических компонентов [Вакин, Кирсанов, Кирсанова, 1976].

Естественная тепловая разгрузка Мутновско - Жировской гидротермальной системы очень велика. По расчетам [Федотов и др., 1998] вынос тепла в кратерах Мутновского вулкана оценивается в 1600 Мвт, парогидротермами Северо-

Мутновской зоны – 30,8 тысяч ккал/с, термальными источниками речных долин – 5,8 ккал/с.

Больше-Банная гидротермальная система расположена в долине р. Банной (у северной окраины вулканического массива соп. Горячей). По мнению В.Л. Леонова [Леонов, Rogozin, 2007; 2010] кислый вулканизм Банно-Карымшинского района не имеет себе равных на Камчатке (объем экструзий и их потоков составляет 2.68 км³, а площадь – 26.44 км²), а Больше-Банная гидротермальная система сформировалась благодаря наличию крупного близповерхностного магматического очага, связанной с ним просадки и последующего внедрения больших объемов кислой магмы. Т. о. позиция Больше-Банной гидротермальной системы определяется глубоким врезом долины р. Банная, пересекающей северо-западный край кальдеры Карымшина, которая заполнена преимущественно кислыми туфами и игнимбритами посткальдерного вулканизма вероятно ранне-плейстоценового возраста [Леонов, Rogozin, 2007; Rogozin, 2007].

Удельный вынос тепла гидротермальной системы составляет 950 ккал/сек*км². Эта величина приближается к величине удельного выноса тепла такими высокотемпературными системами, как Узонская, Гейзерная, Паужетская [Краевой и др., 1977]. По химическому составу гидротермальные растворы Больше - Банного месторождения - это сульфатно-хлоридно-натриевые воды с общей минерализацией до 1,3-1,7 г/л. Термальные растворы, извлеченные на устье скважин, характеризуются нейтральной или щелочной реакцией (pH = 7,0–8,4). Воды напорные, статические уровни фиксировались на 10.0–34.5 м выше поверхности земли, причем повышенными отметками пьезометров характеризовались наиболее проницаемые зоны тектонических нарушений [Кирюхин и др., 2010].

Паратунская гидротермальная система. Это относительно низкотемпературная система с температурой 70 – 100 °С. Воды хлоридно-натриевого, хлоридно-сульфатно-натриевого состава. Гидротермальная система примыкает к области активного вулканизма. В результате разведочного бурения обнаружено [Кирюхин и др., 2010], что породами, вмещающими гидротермы, являются: нижне-четвертичные конгломераты с прослоями алевролитов и туфов; туфы, туфоконгломераты и туфы алнейской серии; туфогенно-пирокластические породы паратунской свиты; интрузивные породы. Мощность продуктивного

термоводоносного пласта оценивается примерно в 1200 м. Верхний водоупор представлен ниже - четвертичными алевритами с прослоями мелкозернистого песчаника.

Областью водного питания Паратунской гидротермальной системы являются влк. Вилючинский (2175 м абс.) и возвышенные участки кальдеры Карымшина [Kiryukhin et al., 2017]. Основные источники теплового питания в пределах Паратунского геотермального месторождения существуют непосредственно под продуктивными геотермальными резервуарами. Такими источниками могут являться остывающие интрузивные магматические тела и жерловые фации погребенных вулканов [Kiryukhin et al., 2017].

Верхне-Паратунские термальные источники, по мнению В.Л. Леонова [Леонов, 2007], связаны с разломами, ограничивающими кальдеру Карымшина на востоке. Повсеместно к границам кальдеры приурочены многочисленные внедрения кислых лав - купола, дайки, короткие лавовые потоки. И современная гидротермальная деятельность здесь связана как с повышенной проницаемостью земной коры (из-за проходящих там разломов), так и с существующим в недрах магматическим очагом (над которым в эоплейстоцене сформировалась кальдера Карымшина), продолжающем сохранять тепло и нагревать флюиды, циркулирующие вокруг него.

Карымская высокотемпературная гидротермальная система сформировалась в самой молодой части Карымского вулcano-магматического центра (далее КВЦ) под воздействием близповерхностных магматических очагов в расположенных рядом плейстоценовых кальдерах Карымской и Академии Наук [Вакин, Пилипенко, 2001]. КВЦ возник на пересечении регионального глубинного разлома с системой крупных дислокаций трансформного направления и извержение в КВЦ является наиболее ранним эксплозивным катастрофическим извержением в раннем голоцене в Курило-Камчатской области [Мелекесцев и др., 1998]. КВЦ представляет собой пример сложного комплекса, в котором наблюдается широкое проявление вулканических, сейсмических, тектонических и гидротермальных процессов, связанных с активностью длительно живущих магматических очагов [Карпов, Двигало, 2010].

По [Вакин, Пилипенко, 2001] геологический разрез КВЦ полностью состоит из вулканогенных (эффузивных и пирокластических) и вулканогенно-осадочных

(кальдерно-озерных) верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений от кислого липаритового до основного базальтового состава. Это разнообразные туфы, игнимбриты, агломераты, пемзы, андезитовые и базальтовые лавы, липаритовые и дацитовые экструзивные тела. Характерной особенностью разреза является большое количество кальдерно-озерных отложений: алевролиты, песчаники, гравелиты, пески. Мощная современная гидротермальная деятельность сосредоточена исключительно в пределах участка сближения двух кальдер - это источники Академии Наук и термопроявления в кальдере Карымской.

В кальдере Академии Наук до сейсмических и вулканических событий 1996 г. существовало два очага разгрузки гидротерм: явный, в мааре вулкана Академии Наук (кипящие грифоны, пульсирующие источники, горячие ванны на южном берегу оз. Карымского), и скрытый - у северного берега. Температура кипящих грифонов и источников достигала 80-98° С. Два из них работали в пульсирующем режиме и даже получили имена: "гейзеры" Сердитый и Карлик [Вакин, Пилипенко, 2001]. Углекисло-азотные хлоридно-натриевые воды источников по химическому типу наиболее близки к кипящим источникам Долины Гейзеров и кальдеры Узон, однако имеют меньшую минерализацию (~1,5 г/л) и отличаются очень низким газосодержанием [Вакин, Пилипенко, 2001]. В составе свободного газа наблюдается высокое содержание кислорода (до 24% объема) и повышенная концентрация Rn (радона). Выделяющийся при выходе на поверхность газ гидротерм Академии Наук, ~ на 50% состоит из воздуха, а его "глубинная" часть имеет типичный для высокотемпературных гидротерм углекисло-азотный состав: N₂, CO₂, CH₄, Ar. Источники выделяются очень высоким содержанием кремниевой кислоты (>0.3 г/л). Далеко за пределы участков современной разгрузки источников распространяются гейзериты [Вакин, Пилипенко, 2001]. Расход высокотемпературных источников Академии Наук, рассчитанный Г.Ф. Пилипенко гидрохимическим методом в 1984 г., составлял ~ 50 л/с.

Термопроявления в кальдере Карымской были представлены, в основном, среднетемпературными типами источников: восходящими газифицирующими источниками с температурой от 25 до 42° С и нисходящими источниками с температурой 10-20° С. Такие выходы часто сопровождались истечением углекислого газа (мофетами). По химическому составу воды

восходящих источников углекислые $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Cl}$ / Mg-Na-Ca , с минерализацией до 2,6-2,8 г/л и pH 6-7 [Вакин, Пилипенко, 2001]. В повышенных концентрациях в них содержатся растворенный CO_2 , SiO_2 , В, F, Li, почти нет O_2 и полностью отсутствует H_2S . В составе спонтанных газов доминирует CO_2 , ~90 %. Это ярко выраженные углекислые термы. Воды нисходящих источников относятся к тому же гидрохимическому типу, но они в разной степени разбавлены инфильтрационными водами и частично дегазированы. В их газовой фазе повышается содержание N_2 и O_2 , т. е. появляется воздушная составляющая.

Общая тепловая мощность Карымской гидротермальной системы в естественном режиме разгрузки до событий 1996 г. оценена Г.Ф. Пилипенко [Пилипенко, 1989] в более чем 250 МВт, что ставило ее в один ряд с крупнейшими гидротермальными системами Камчатки: Большой Семячик (310 МВт), Узонская (270 МВт), Долины Гейзеров (300 МВт), Кошелевская (314 МВт). Глубинная температура геотермального резервуара (по показаниям гидрохимических геотермометров) составляла $+250\text{--}280^\circ\text{C}$. [Пилипенко, 1989]. В результате событий 1996 г. суммарная тепловая мощность геотермальной системы почти удвоилась, при этом вынос тепла в кальдере Карымской остался на прежнем уровне, а в кальдере Академии Наук возрос в 7 раз, в основном, за счет новых источников на северном берегу озера и в истоках реки Карымская [Вакин, Пилипенко, 2001]. По естественному выносу тепла геотермальная система Карымская по-прежнему стоит в одном ряду с самыми мощными месторождениями парогидротерм Камчатки.

Семячикская гидротермальная система - одна из крупнейших на Камчатке высокотемпературных гидротермальных систем, приурочена к вулканотектонической депрессии Большого Семячика, формирование которой связано с мощной вспышкой кислого вулканизма в плейстоцене [Аверьев и др. 1971; Вакин, 1976].

Комплекс пород докальдерного этапа образования представлен породами основного (лавы и пирокластическая базальт-андезитового состава) и кислого (пемзовые туфы, прослои дацитовых лав и игнимбритов, грубообломочные брекчии, озерные отложения, горизонты вулканогенно-проллювиальных отложений) состава. Комплекс пород синхронный кальдерообразованию (средний плейстоцен — начало верхнего плейстоцена), сформированный в результате

мощных эксплозивных игнимбритообразующих извержений, предшествовавших образованию кальдер, представлен породами, абсолютно аналогичными породам древнего комплекса кислого состава. В это же время происходило выжимание экструзивных куполов по заложившимся кольцевым разломам. Комплекс пород посткальдерного этапа представлен вариациями пород от базальтов до липарит-дацитов: включает лаву и туфы, выполняющие котловины.

Небольшая по площади вулкано-тектоническая депрессия, оконтуренная серией кольцевых и линейных разломов, способствует формированию наложенного артезианского бассейна. Гидротермально измененные породы образуют местные водоупоры и самоизолирующиеся трещинные системы. Питание водоносных горизонтов обеспечивается через хорошо водопроницаемые породы, слагающие молодые вулканические постройки Большого Семячика. Источником тепла предполагается внутрикоровый магматический очаг, с развитием которого связано образование кольцевой структуры, извержение огромных масс игнимбритов, и самых разнообразных пород - от липаритов до базальтов. Эти геологоструктурные, гидрогеологические и геотермические условия являются благоприятными для формирования гидротермальной системы. Каналами для подъема восходящего теплоносителя и вывода терм на поверхность являются трещинные зоны крупного тектонического шва, пересекающего Большой Семячик.

Гидротермальная деятельность связана с Семячической кольцевой структурой. На Большом Семячике в центральных частях массива располагаются обширные сольфатарные поля с мощными струями перегретого пара, кипящие грязевые котлы, парящие площадки, многочисленные кипящие и горячие конденсатные источники, кипящие озера, а также обширные зоны термально измененных пород. Все известные на Большом Семячике термопроявления сосредоточены на нескольких участках и приурочены к группе верхнеплейстоценовых вулканов, образующих массив Большой Семячик: Средне-Семячические источники, термальные поля вулкана Центральный Семячик, термальные поля вулкана Бурлящего и Нижне-Семячические горячие источники.

Средне-Семячические источники (с максимальной температурой 98 °С), имеют хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый состав вод и общую минерализацию 1,1 г/л.

Термальные поля вулкана Центральный Семячик представлены грязевыми и водными конденсатными кипящими котлами (95-96 °С), небольшими струйками пара, участками парящего грунта (70-90°).

Два термальных поля вулкана Бурлящего представлены грязевыми и водными кипящими котлами, мощными и слабыми паровыми струями с температурой от 96 до 137° С в зависимости от мощности.

Т. о. основная тепловая разгрузка системы идет за счет пара. Выход термальных вод (с характерным для них компонентом Cl^-) в районе Большого Семячика отсутствует; и впервые появляется в заметных количествах в Нижне-Семячикских источниках (за пределами структурных границ Большесемячикской кальдеры). Поток приурочен к древним риолитовым пемзам и перекрывающим их андезитовым и дацитовым туфовым лавам стратиграфического комплекса, связанного с эксплозивными извержениями и образованием вулканотектонической депрессии. Суммарный вынос Cl^- здесь составляет 33 г/с, что соответствует разгрузке 15-20 л/с вод, аналогичных Паужетским или Гейзерным, а поступление тепла с этими водами вряд ли превышает 3-4 тыс. ккал/с. Поток имеет характер артезианского склона с областью питания в южной части массива Большой Семячик. По мере приближения к очагу разгрузки артезианский склон превращается в горизонт со свободной поверхностью, испытывающий чрезвычайно сильное разбавление инфильтрационными водами [Вакин, 1976]. Вода источников по химическому составу – гидрокарбонатно-сульфатная, магниевая-кальциевая с общей минерализацией 1,6 г/л. Температура воды на выходе составляет 49 °С. Главной составной частью спонтанного газа является углекислый газ. Область теплового питания этого потока находится в пределах вулканического массива Большой Семячик. Кроме Нижне-Семячикских источников в Южной части массива Большой Семячик есть и другие источники с температурой еще ниже - от 17 до 43°С. На всей площади разгрузки терм отсутствуют пресные холодные источники, т.е. весь грунтовый поток в полосе шириной до 1,5 км также прогревается паром.

По оценкам Вакина Е.А. общая тепловая мощность термоаномалии Большого Семячика составляет 70 - 75000 ккал/с.

Гидротермальные системы Гейзерная и кальдеры Узон приурочены к единой, сложно устроенной Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии,

которая находятся в ряду кольцевых вулканотектонических структур центрального участка Восточного вулканического пояса.

Геологические условия. По оценке В.Л. Леонова [Сугробов и др., 2009] возраст Узон - Гейзерной кальдеры (рис. 1.4; 1.5) оценивается примерно в 40 тыс. лет по данным радиоуглеродного датирования образцов пород, залегающих ниже игнимбритов, формирующих кальдеру. Докальдерные отложения включают дацит - андезитовые туфы и лавы возрастом 40000 - 140000 лет (αQ_3^{1-2} , αQ_3^3 , и $Q_3^3 ust$). Кальдерно-озерные отложения (мощностью 400 м), заполнившие кальдеру и представленные слоистыми пемзовыми туфами, мелкой брекчией и конгломератами, залегают на риолит - дацитовых лавах (их возраст 15000 - 20000 лет), образовавших большие купола и примыкающие к ним лавовые потоки толщиной до 100-150 м (ξQ_3^4 и $\alpha \xi Q_3^4$). Интенсивный дренаж гидротермальной системы начался приблизительно 9000 - 12000 лет назад. И понижение области разгрузки в бассейне реки Гейзерной составило 400-500 метров. По мнению В.Л. Леонова, отсутствие молодого базальтового вулканизма в верховьях р. Гейзерной может указывать на вероятное существование там малоглубинных буферных частично расплавленных магматических очагов [Сугробов и др., 2009].

Район сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами плиоцен-плейстоценового возраста. В строении района выделяется три комплекса пород: докальдерный (конец верхнего плиоцена – ранний плейстоцен) [Белоусов и др., 1983; Леонов и др., 1991]; синхронный кальдерообразованию (средний – начало верхнего плейстоцена) [Белоусов и др., 1983; Аверьев и др., 1971]; посткальдерный (голоценовый этап) [Белоусов и др., 1983].

Фрагменты построек, составляющих **докальдерный комплекс**, представлены останцами базальтового вулкана (сопки Узон и Красная); останцами андезитового вулкана, (вскрывающиеся в среднем течении рек Шумной и Пятой речки); останцами дацитового вулкана Верхне-Гейзерный; полями лав риодацитового состава (68-69 % SiO_2), вскрывающихся в районе соп. Открытой и на Горном плато; останцами небольшого андезито-дацитового вулкана г. Вершинной [Гриб, Леонов, 1985]. Они свидетельствуют о том, что на месте депрессии до её образования существовал ряд крупных вулканических построек с составом лав и пирокластики от базальтов до риолито - дацитов.

Отложения комплекса, **синхронного кальдерообразования**, делятся на три этапа кальдерообразования [Гриб, Леонов, 1985]. На каждом из этапов последовательно сменяют друг друга игнимбриты, озерные отложения и лавы андезитового, дацитового и риолитового состава. При этом среди лав на первом этапе преобладают андезиты; на втором – дациты; а на третьем – риолиты.

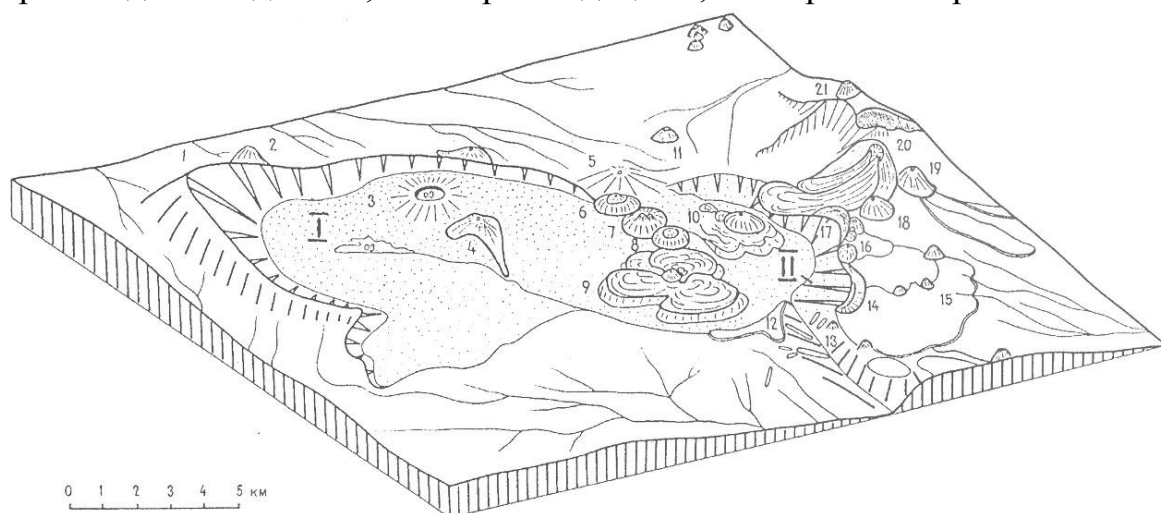


Рис. 1.4. Блок диаграмма Узон-Гейзерной вулcano-тектонической депрессии по Белоусову В.И. [Белоусов, Гриб, Леонов, 1983]). I - сопка Узон; 2 - сопка Красная; 3 - маар оз.Дальнего; 4 - экструзивный купол сопки Белой; 5 - сопка Открытая; 6-10 экструзивные куполы: 6 - Тортик, 7 - Останец, 8 - Сестренка, 9 - плато Круглого, 10 - сопки Гейзерной; 11 - сопка Дуга; 12 - Плато Широкое; 13 – каньон реки Шумной; 14 - экструзивный купол Гребень; 15 - Горное плато; 16 -18 - экструзивные куполы: 16 - Рудича, 17 - Бортовый, 18 - Первый; 19 - сопка Безымянная; 20 - экструзивный купол сопки Желтой; 21 - вулкан Кихпинич. Точками показаны озерные и флювиогляциальные отложения, заполняющие Узон - Гейзерную депрессию. I - кальдера Узон, II - Долина Гейзеров

Отложения третьего, **посткальдерного** этапа развития, залегают, в основном, внутри депрессии. Это кислые экструзии и пемзовые куполы; взрывные отложения; базальты, связанные с мааром оз. Дальнего, и многофазные озёрные отложения, сформированные в нескольких озерах, возникших после образования депрессии. Туфогенные озерные отложения составляют главную массу посткальдерного комплекса и получили название пачек: Гейзерная, Пемзовая, Желтых скал, Колорадо.

Внедрение лав дацитового и риодацитового состава [Гриб, Леонов, 1985] способствовало образованию нескольких обособленных озерных бассейнов, в которых продолжалось формирование озерных толщ. Кроме того, лавами были сформированы экструзивные куполы посткальдерного этапа: Круглая (риодациты), Гейзерная (со сложным строением: риодациты, андезиты, андезито-

дациты, дациты, риодациты), Останец (дациты), Тортик (риодациты), Сестренка (риодациты), Белая (дациты) и Желтая (риолиты, риодациты и дациты). Лавы, слагающие их, имеют состав от дацитов до риодацитов (SiO_2 69-72%), причем риодациты составляют 95% от общего объема лав.

Одновременно с накоплением толщи озерных отложений посткальдерного этапа развития на восточном борту депрессии происходило формирование обширных лавовых покровов от базальтового, андезито-базальтового андезитового до дацитового состава. Эти лавы перекрывают взрывные отложения, связанные с третьим этапом кальдерообразования и, в свою очередь, перекрыты лавами риодацитового состава, слагающими комплекс посткальдерных экструзивных куполов - вулкан Молодой Кихпиныч, вулканы Дуга и Крашенинникова, маар оз. Дальнего, представляющие наиболее молодой голоценовый этап вулканизма, который завершает историю геологического развития района.

Т. о. Узон-Гейзерная депрессия, заполненная относительно хорошо водопроницаемыми кальдерно-озерными отложениями, оказалась "зажатой" в блоке из менее проницаемых пород нижележащего структурного этажа [Пилипенко, 1974]. Она стала идеальным «вместилищем» для локального накопления подземных вод [Белоусов, 1983] и вместилищем сложной водонапорной системы, возникшей в её недрах, состоящей из гидравлически связанных горизонтов грунтовых вод, артезианских горизонтов и трещинных вод тектонических разломов [Пилипенко, 1974].

С гидрогеологической точки зрения термопроявления Долины Гейзеров и кальдеры Узон рассматриваются как две самостоятельные гидротермальные системы, которые структурно и гидрогеологически разобщены. Узонская гидротермальная система связана с кальдерой Узон и имеет характер артезианского бассейна, а гидротермальная система Долины Гейзеров - с Кихпинычским долгоживущим вулканическим центром и имеет строение артезианского склона [Федотов и др., 1998; Леонов, 2010]. По мнению ученых [Белоусов и др., 1983; Гриб, Леонов, 1985; Леонов, Гриб, 2004] обе гидротермальные системы связаны единым коровым магматическим очагом, т. е. имеют единую область теплового питания.

По мнению [Кирюхин и др., 2010] геологическая обстановка и гидрогеологические условия бассейна Узон-Гейзерной кальдеры (условия аккумуляции и область водного питания, распространяющаяся не только на кальдеру, но и на прилегающие внешние склоны), как и других современных кальдер, благоприятны для формирования в ней высокотемпературных гидротермальных систем. Определенную роль в подпитывании структуры могут играть подземные воды вулкана Тауншиц (2353 м). Отложения кальдерно-озерного комплекса мощностью в несколько сот метров служат водовмещающими породами, а встречающиеся в них прослои алевропелитовых туфов - относительными водоупорами.

Узон - Гейзерная кальдера представлена следующими гидрогеологическими подразделениями: 1- горизонты водно-ледниковых отложений; 2 – относительно непроницаемые комплексы кальдерно - озерных отложений (Q_3^4 col, js, pmz, grn), включающие пемзовые туфы, песчаники и брекчии; 3 - проницаемые комплексы риолитовых, дацитовых и андезитовых экструзий ($\alpha\xi Q_3^4$); 4- докальдерный верхнеплейстоценовый проницаемый комплекс озерных туфов и осадочных отложений (осложненных дайковым комплексом (Q_3^3 ust)), андезитовых лав (αQ_3^3), пемзовых брекчий (ξQ_3^3) и кальдерных дацитовых и риолитовых экструзий (ξQ_3^3); 5 - водоносный горизонт базальтовых, андезитовых, дацитовых лав и пирокластики (αQ_3^{1-2}); 6 - водоносный горизонт базальтовых лав ($\alpha\beta Q_{1-2}$); 7- водоносный горизонт плиоценовых туфов, базальтов и песчаников; 8- Фундамент: третичный осадочный бассейн [Kiryukhin, 2016; Kiryukhin, Sugrobov, Sonnenthal, 2018].

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

Высокотемпературная гидротермальная система кальдеры Узон. В кальдере Узон современная гидротермальная деятельность проявилась выходами на поверхность перегретых вод и их дериватов, создавших локальную зону поверхностного прогрева в северо-западной части. Формы проявления гидротермальной деятельности самые разнообразные: горячие источники, грязевые котлы и вулканчики, газопаровые струи, площадки

прогретых пород и обширные пространства термальных озер, в дне и по берегам которых выходят перегретые воды и их дериваты [Карпов, 2012]. Все участки современной гидротермальной активности расположены в пределах бассейна оз. Центрального, весь поверхностный и грунтовый сток термальных вод осуществляется в это озеро. Отличительной особенностью Узонских термальных полей является их большая обводненность, обусловленная местной гидрогеологической обстановкой. В Узонской термоаномалии встречены практически все химические типы вод, присущие зонам разгрузки высокотемпературных гидротермальных систем. Это хлоридно-натриевые, сульфатно-хлоридно-натриевые, хлоридно-сульфатно-натриевые, хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые, сульфатно-гидрокарбонатные и сульфатные типы вод.

По расчетам Г. Ф. Пилипенко, суммарный дебит разгрузки термальных вод, определенный гидрохимическим методом по разгрузке в р. Шумную, составляет 170 л/с. Естественная тепловая мощность гидротермальной системы равна 270 МВт.

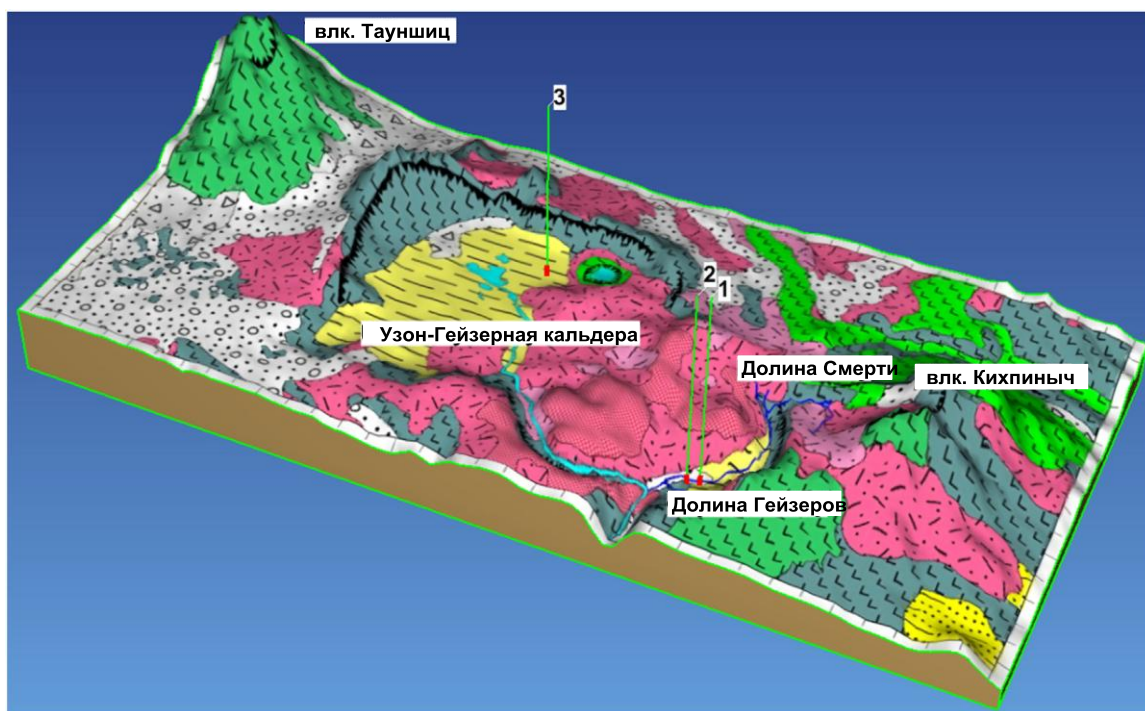


Рис. 1.5. Схематическое 3D изображение Узон - Гейзерной кальдеры по [Kiryukhin, 2016]. Геологические комплексы показаны цветами: аллювиальные и ледниковые отложения (светло-серый), озерно - кальдерные отложения (желтый), риолит - дацитовые экструзии (розовый), докальдерные туфы и осадочные отложения (серый), и базальт-андезитовые лавы (зеленый). Цифры 1, 2, 3 - гейзеры - Великан, Большой, Шаман (Мутный). Масштаб: 34 км × 16 км.

Высокотемпературная гидротермальная система Долины Гейзеров. Здесь разгружаются термопроявления собственно Долины Гейзеров, Верхне-Гейзерные и Кихпиничевские. Абсолютные отметки выходов известных гейзеров, кипящих источников, паровых струй 350-550 м. Температура воды на выходе достигает 98° С. Верхне-Гейзерные термопроявления (а. о. выходов 700 - 770 м) представлены главным образом мощными струями насыщенного и перегретого пара (с максимальной температурой 112° С) и грязевыми кипящими котлами. В составе газа преобладает углекислый газ [Кирюхин, Рычкова, 2011]. Кихпиничевские термопроявления представлены парогазовыми струями и их производными.

В геологическом отношении гидротермальная система Долины Гейзеров приурочена к краевой части Узон-Гейзерной кальдеры, характеризующейся кислым коровым магматизмом в течение последних 40 тыс. лет [Кирюхин, Рычкова, 2011]. Гидротермальные резервуары заложены в основании докальдерного комплекса (туфобрекчии, туфопесчаники и туфы, осложненные дайковым комплексом) и приурочены к системе радиальных разломов, оперяющих активные магматические тела. Интенсивный дренаж гидротермальной системы Долины Гейзеров (понижение области разгрузки составило 400-500 м за последние 5-6 тыс. лет), начавшийся 10-12 тыс. лет назад, привел к снижению давления в области ее разгрузки [Леонов, 2009].

Концептуальная модель гидротермального резервуара. Формирование гидротермальной системы Долины Гейзеров происходит в пределах системы двух проницаемых разломов (зафиксированных в результате изучения естественной разгрузки парогидротерм, в том числе по данным инфракрасной съемки 4.08.2010), расположенных над предполагаемым частично расплавленным магматическим телом. Концептуальная модель гидротермального резервуара отражена на рис. 1.6 и 1.8 [Кирюхин и др., 2011].

Условия водного питания. В работах [Kiryukhin et al., 2012 Kiryukhin et al., 2015] по результатам гидроизотопного опробования воды (δD , δO^{18}) в 1985 и 2010-2019 гг., определена область водного питания Гейзерной гидротермальной системы, находящаяся на а.о. от +700 до +1200 м, и подтверждено метеорное происхождение вод. Наиболее благоприятные зоны питания совпадают с границами риолитовых экструзий с глубокими высокопроницаемыми корнями

(ξQ_3^4), а также с границами кальдеры, особенно в пределах прогретых участков, допускающих всесезонную инфильтрацию. Одной из таких экструзий является риолитовая экструзия Гейзерная (ξQ_3^4), имеющая а.о. от +600 до +1085 м и площадь более 6 км². Предполагаемые условия циркуляции подземных вод в гидротермальной системе Долины Гейзеров изображены на рис. 1.6 и 1.8.

Условия термальной разгрузки [Кирюхин, Рычкова, 2011]. Гидротермальная система Долины Гейзеров представлена тремя основными очагами разгрузки гидротерм: Нижне-Гейзерное поле (в основном гейзеры и кипящие источники); Верхне-Гейзерное поле (нижний участок разгрузки - горячеводные хлоридно-натриевые источники; верхний участок разгрузки – паровые струи и пароконденсатные источники) и Долина Смерти (парогазовые струи и пароконденсатные источники). Основная зона восходящего потока, по которой осуществляется транспорт глубинного теплоносителя хлоридно-натриевого состава, вытянута с северо-востока на юго-запад и заложена в пределах верхнеплейстоценовых отложений, слагающих докальдерный комплекс, представленных озерными туфами и осадочными образованиями, осложненными комплексом даек ($Q_3^3 ust$). Указанная зона трассируется на поверхности кипящими источниками и гейзерами с суммарной разгрузкой 260-300 кг/с.

Другая значимая термовыводящая зона вытянута в северном-северо-западном направлении и прослеживается фумаролами и термальными полями на Верхне-Гейзерном поле. Указанные выше две проницаемые термовыводящие зоны - основные элементы тепломассопереноса в гидротермальной системе Долины Гейзеров. Кроме того, разгрузка гидротерм приурочена к контуру надинтрузивной зоны, отдельным дайкам внутри надинтрузивной зоны, и подошве водоупорного слоя, сложенного измененными озерными туфами ($Q_3^4 pmz, gpn$), что подтверждается результатами ИК съемки 2010 и г.

Источники тепла [Кирюхин, Рычкова, 2011]. Предполагается, что источником тепла для гидротермальной системы Долины Гейзеров является частично расплавленное магматическое тело под Верхне-Гейзерным полем, контуры которого определены по данным радарной интерферометрии, в результате которой выявлена обширная положительная деформация с амплитудой до 15 см за период с 1999 по 2003 гг. (примерно 4 см в год) [Lundgren, 2006; Shteinberg, Manga, Korolev, 2013].

Горизонтальная протяженность предполагаемого магматического очага (показана красной пунктирной линией на рис. 1.6) совпадает с поверхностными температурными аномалиями (парящий грунт), которые были выявлены инфракрасной съемкой (ИК) в результате обследования в августе 2010 года и апреле 2014 года. Некоторые аномалии, появившиеся в последнее время, интерпретированы как дайки [Kiryukhin, Rychkova, 2011].

Тепло от магматического очага в гидротермальную систему доставляет высокотемпературный флюид метеорного происхождения [Kiryukhin et al., 2012; Kiryukhin et al., 2015]. Температура притока глубинного теплоносителя оценивается по Na-K и SiO₂ геотермометрам около 210° С (соответствующая энтальпия 900 кДж/кг). Эти значения указывают на потенциально высокие температуры глубинного теплоносителя, питающего гидротермальную систему Долины Гейзеров [Kiryukhin, 2016].

Массовый расход восходящего потока предполагается равным величине разгрузки гидротерм, которая была оценена хлоридным методом в 315 кг/с в 1989 г. [Fournier, R., 1989, Сугробов и др., 2009], и повторно рассчитанная тем же методом как 215 кг/с в 2008-2014 гг. [Kiryukhin et al., 2012; Kiryukhin et al., 2015].

Химический состав. Гейзеры и горячие источники Нижне-Гейзерного поля и нижний участок Верхне-Гейзерного полей по химическому составу являются в основном субщелочными низкоминерализованными хлоридно-натриевыми водами, характеризуются выделением свободных газов CO₂ и N₂. Вверх по течению в горячих источниках верхнего участка Верхне-Гейзерного поля и Долины Смерти значения pH низкие и очень низкое содержание хлор-иона, что отражает изменение от условий вододоминирующего резервуара к условиям двухфазного резервуара в верхней части бассейна р. Гейзерной [Кирюхин и др, 2011].

Водоупор. Роль водоупора в гидротермальном резервуаре выполняют озерно-кальдерные отложения Гейзерной пачки (Q₃⁴ grn), залегающие с углом падения 8-25° в северо-западном направлении в сторону бассейна р. Гейзерной. Озерно-кальдерные отложения сложены пемзовыми туфами, туфогравелитами, туфопесчаниками, линзами брекчий. Контакт подошвы Гейзерной пачки и кровли Устьевой пачки является водопроницаемым. Когда восходящий термальней флюид достигает подошвы этого наклонного водоупорного слоя, то происходит

его разделение на паровую и жидкую фазу. Вода движется вниз (по падению подошвы водоупора) в направлении долины р. Гейзерной (в северо-западном направлении), где происходит разгрузка гейзеров и горячих источников. Поток пара движется вверх (от зоны восходящего потока по восстанию подошвы водоупора), в юго-восточном направлении (т.е. к северо-восточному борту оползня 3-06-07 и фумарол № 12, 44 и источника 64). Таким образом, вся площадь распространения верхнего водоупора (Гейзерной пачки) к северу от границы оползня пропаривается и постепенно насыщается конденсатом пара (рис. 1.6). Стенка докальдерного комплекса блокирует распространение пара в восточном направлении, способствует образованию конденсата и направляет его в северо-восточный сектор цирка отрыва оползня 3-06-07, где после оползня осуществлялась разгрузка в виде фумарольного поля и конденсатных источников. Кроме того, разгрузка пара частично осуществляется в ослабленных зонах через кровлю верхнего относительного водоупора (паровые струи № 12 и 44, источник t45qO5).

Температура. Максимальные температуры применительно к гейзерам и горячим источникам, оцениваемые по химическим геотермометрам силикатному (T_{SiO_2}) и натрий-калиевому (T_{Na-K}) на Нижне-Гейзерном и Верхне-Гейзерном полях достигают около 210 °С, что показывает исходную температуру глубинного теплоносителя, питающего гидротермальную систему Долины Гейзеров. Давление насыщенного пара, соответствующее данной температуре, составляет 17.6 бар. В результате моделирования термогидродинамических условий гидротермальной системы в естественном состоянии было установлено формирование двухфазного резервуара под наклонно залегающим водоупором (юго-восточнее Нижне-Гейзерного поля) [Кирюхин и др, 2011], имеющего потенциал гидротермального взрыва. Параметры модели естественного состояния гидротермальной системы подтверждаются характеристиками (расходами) горячих источников, результатами изотопного опробования воды источников (δD , δO^{18}) и данными SiO_2 геотермометров [Кирюхин и др., 2011].

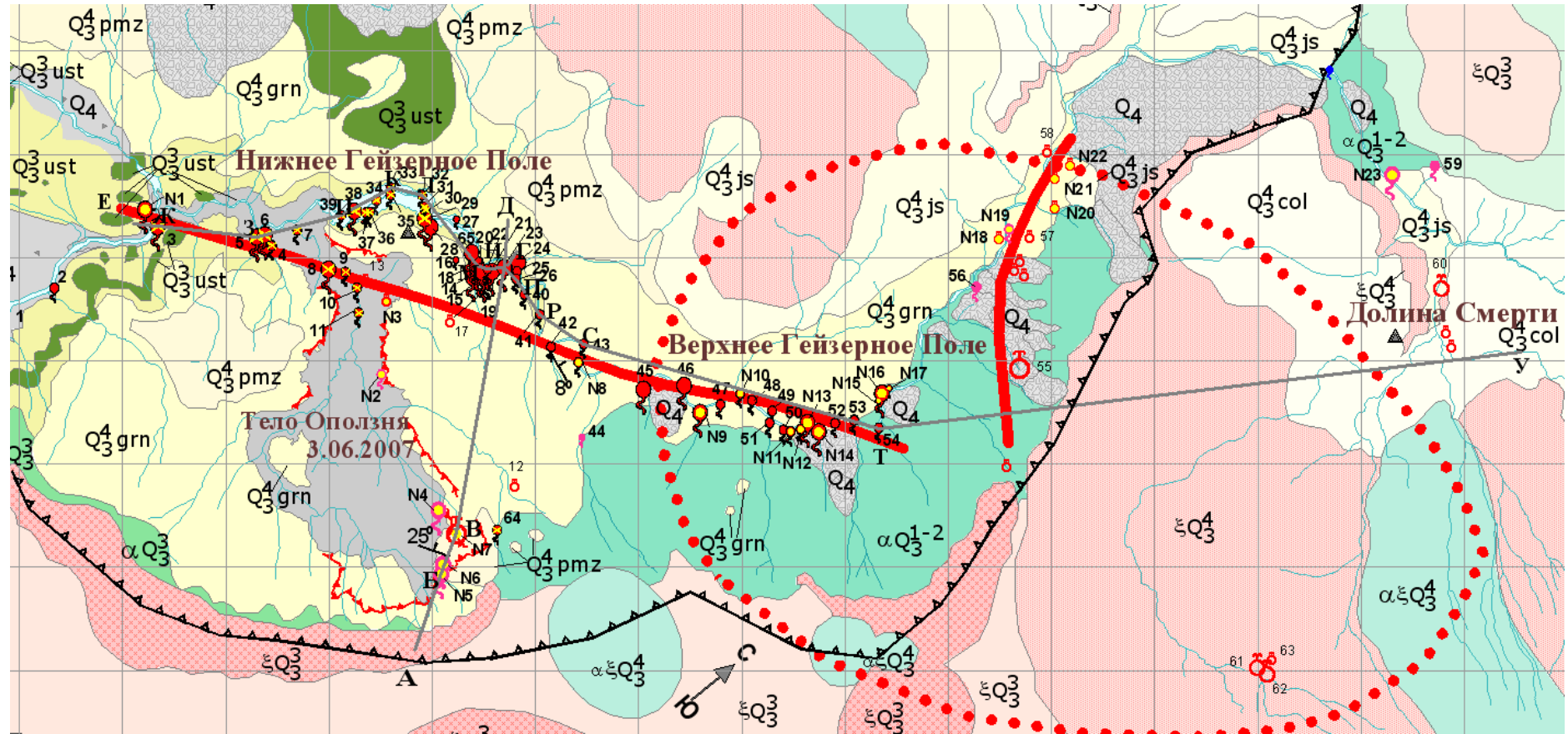


Рис. 1.6. Условия циркуляции теплоносителя в гидротермальном резервуаре Долины Гейзеров. Геологическая основа по В.Л. Леонову (2008, личн. сообщ.) с дополнениями по гидрогеотермальной активности А.В. Кирюхина, Т.В. Рычковой [Кирюхин, Рычкова, 2011; Kiryukhin et al., 2012]. Серый заполненный контур на левой стороне карты – контур оползня 3 июня 2007 г. Индексами показаны геологические подразделения; пунктирная точечная линия - предполагаемое распространение частично расплавленного магматического очага в плане; красные жирные линии – радиальные теплопроводящие зоны разломов, зубчатая линия – часть юго-восточной границы Узон-Гейзерной кальдеры, символы с цифрами – позиции горячих источников, гейзеров и фумарол (см. табл. 1.1) даны по О.П. Батаевой (2003, личн. сообщ.); термопроявления, обнаруженные после оползня, показаны с желтым заполнением символов. Контуры Подпрудного озера и оползня 3-06-07 даны по В.Н. Двигало (2007, личн. сообщ.). Плоскость скольжения соответствует подошве пемзовых туфов Гейзерной пачки $Q_3^4 \text{ grn}$. Сетка карты – 500 м.

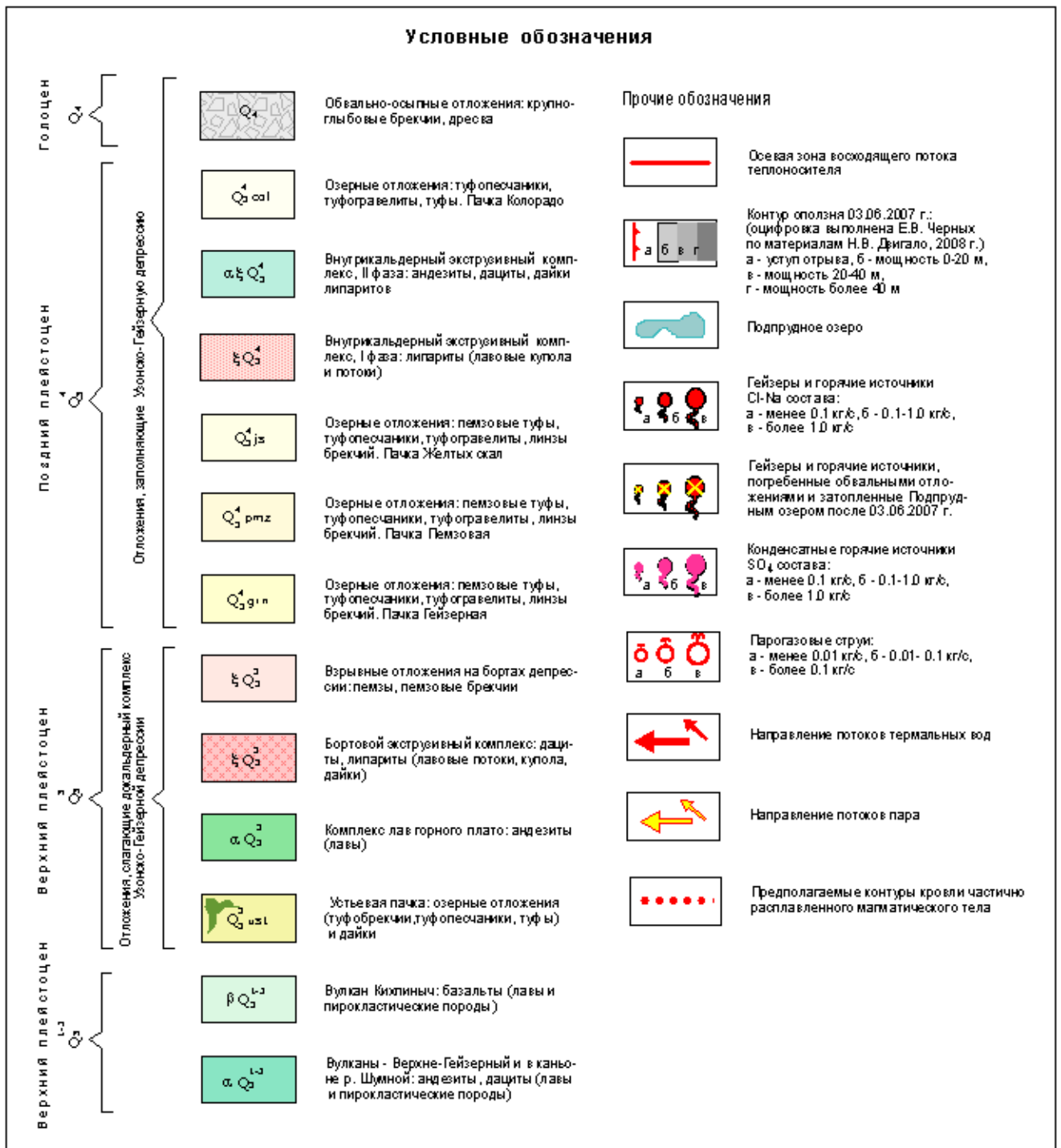


Рис. 1.7. Условные обозначения к рис. 1.6.

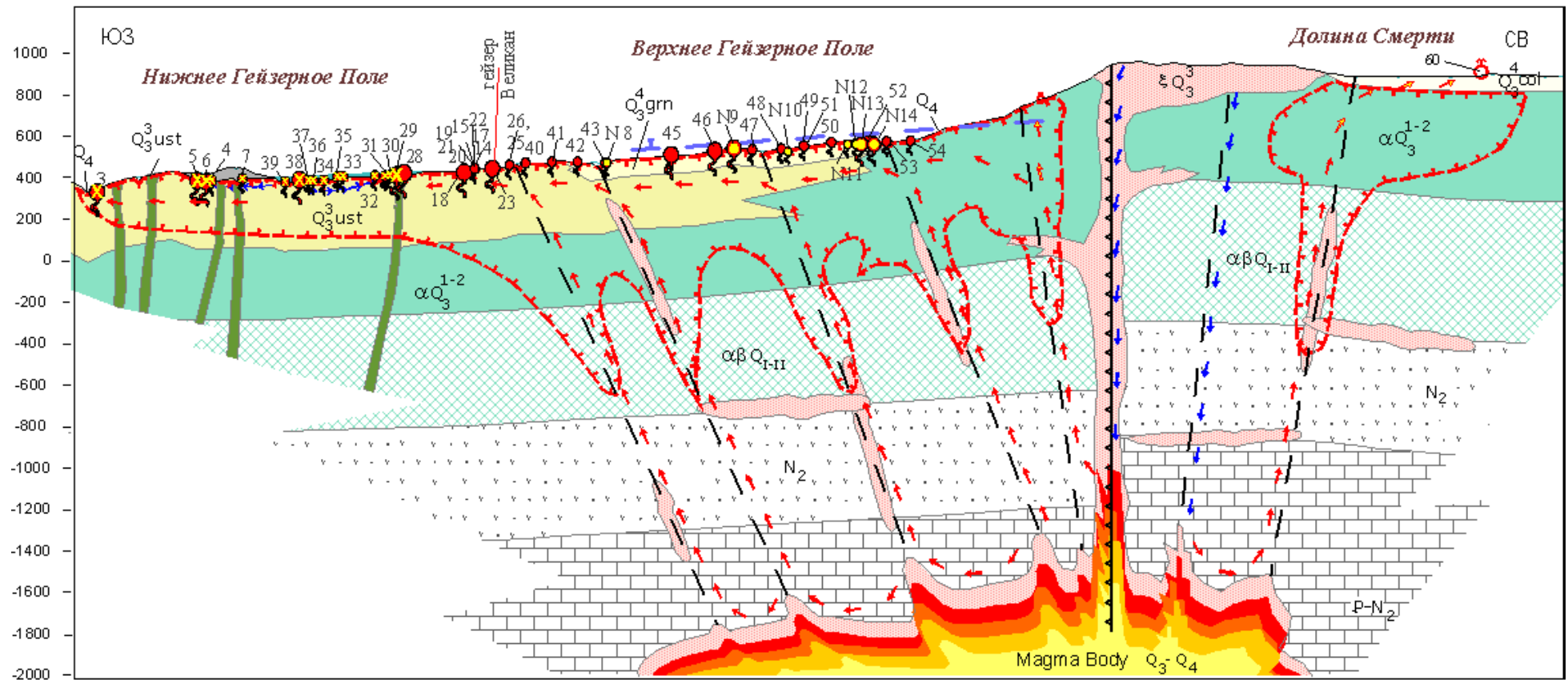


Рис. 1.8. Концептуальная модель и геолого-гидрогеологический разрез гидротермальной системы Долины Гейзеров по линии Е-У (сечение ЮЗ-СВ) [Kiryukhin, Ruchkova, Dubrovskaya, 2012]. Условные обозначения см. на рис.1.7. Разметка по горизонтали - 500 м, по вертикали - 250 м.

Таблица 1.1. Принятая нумерация и названия гейзеров, горячих источников и фумарол (см. рис. 1.6, 1.7 и 1.8).

№ 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	Дрознинские	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	t24q05	N14	t60q4L
N3	Пар	N9	t98q2	N15	t98q005
N4	t26q10	N10	t98q02	N16	t98q3R
N5	t18q6	N11	t98q01	N19	t41q02L
N6	t25q12	N12	t98q01	N23	t25q2R

Гидротермальные системы Центрально-Камчатской вулканической зоны характеризующейся новейшими, преимущественно позднечетвертичными, разрывными нарушениями северо-восточного простирания [Леонов, 2001]. Наиболее крупными длительно развивающимися вулканами Срединного хребта являются вулканы Ича, Уксичан, Анаун, Чашаконджа, Алней, а вблизи них сформировались крупные гидротермальные системы. Гидротермальные системы Киреунская и Двухъюрточная приурочены к одному из крупных разломов северо-восточного простирания, активизировавшихся в среднем плейстоцене [Леонов, 1991] и вулканическому массиву Алней-Чашаконджа, сложенному вулканическими породами средне-верхнечетвертичного возраста и проявившему в это время наибольшую активность. Тепловое питание гидротермальных систем Центрально-Камчатского вулканического пояса осуществляется не только за счет

близповерхностных кислых магматических очагов, но и за счет более сложных процессов тепломассопереноса, происходящих в зонах глубоко проникающих разломов [Леонов, Гриб, 2004].

Киреунские источники были обследованы в 1934 г. гидрогеологом Г. Н. Проферансовым, затем Б. И. Пийпом в 1937 г., в 1951 г. Т.И. Устиновой, в конце 60-х – Т.П. Кирсановой. *Киреунская гидротермальная система* расположена в восточных отрогах Срединного хребта и приурочена к подножию восточного склона потухшего сложного вулканического массива Алней – Чашаконджа. По мнению В. Л. Леонова [Леонов, 2001], этот массив напоминает долгоживущие вулканические центры Южной и Восточной Камчатки: его формирование происходило, в основном, в средне-верхнечетвертичное время. На нем развит многовыходной вулканизм, в позднем плейстоцене произошло внедрение крупных экструзивных куполов дацитового и риолитового состава. Сложное строение района термопроявлений выражается в наличии основного разлома северо-восточного направления (Центрально-Камчатского), широтных разломов, сопровождающихся трещинами и внедрением кислых экструзий в верхнеплейстоцен-голоценовое время, что отмечается в работах [Кирсанова, 1971; Леонов 2001; Ю.Ф. Манухин, устн. сообщ.]. Несмотря на то, что большая часть района сложена андезитами, базальтами, андезито-базальтами алнейской серии ($N_2 - Q_{1al}$), и базальтами, андезито-базальтами и андезитами потоков вулкана Алней (Q_{III}^1) [Кирсанова, 1971] (участки, заключенные между широтными разломами), по мнению [Шеймович, Федотов, Патока, 1970] и Пономаревой В.В. (устн. представление научно-исследовательской работы "Крупнейшие эксплозивные извержения вулканов Камчатки в плейстоцене"), вулканический массив Алней-Чашаконджа является одним из крупных центров кислого вулканизма.

Киреунские термы - это крупная гидротермальная система в верховьях глубокооврезанной в платообразную возвышенность р. Киревны, первая по температуре среди других источников Срединного хребта, включающая пять больших групп термопроявлений разной обильности, температуры (от 20 до 99 °С), но идентичного химического состава: Верхне-Киреунские, Средне-Киреунские, Нижне-Киреунские (Малый Ключ), Крокодиловы слезы и Эпепка. По оценке Т.П. Кирсановой тепловая мощность только источников Верхней

группы приблизительно равна 5000 ккал/с. Ожидаемая температура источников основной группы (Верхне-Киреунских) на глубине 2км + 210 °С [Кирсанова, 1971].

Термальная площадка Верхней группы делится на 5 участков: а) верхний участок с кипящими грифонами, выбрасывающими пароводяную смесь и сосредоточенные струи [Илюшкина, 2008]; б) струйчатые и воронкообразные выходы, имеющие температуру кипения, в) участок затопленных гейзеров-котлов; г) участок малосточных и бессточных грифонов; д) участок нижних кипящих грифонов. На всех участках, кроме четвертого, наблюдается пульсирующий режим поступления воды в грифон. Особенно интересен участок гейзеров-котлов, диаметр которых достигает 5-8 м, а глубина - до 6 м. Здесь из глубины огромных грифонов периодически поднимаются пузыри пара и газа, вызывая глухие всплески [Илюшкина, 2008]. На участке малосточных и бессточных грифонов образованы гейзеритовые натечные террасы, что говорит о более мощной и активной деятельности этих грифонов в прошлом. Для всех термопроявлений Киреунской долины, приуроченных как к широтным разломам, так и к оперяющим трещинам, характерен хлоридно – натриевый состав вод, повышенное содержание метаборной и кремниевой кислот и минерализация от 1.7 до 2,5 г/л. Дебит источников составляет от 10 до 30 л/с. По результатам анализа газовых проб, это почти всегда азотные термы (N₂ составляет 83 - 99 %) за исключением центральной части Верхне-Киреунской группы, где в отдельных грифонах содержатся практически равные концентрации азота и углекислого газа (СО₂ от 30 до 54%) [Браун, 2004]. По оценке Т.П. Кирсановой интенсивность теплового питания Киреунской гидротермальной системы составляет 2,5 тыс. ккал/сек*км².

Двухъярточная гидротермальная система располагается в 85 км к востоку от п. Ключи в троговой долине, на левобережье р. Двухъярточной. Источники представлены четырьмя группами: Центральной (с температурой от 65 до 73 °С), Южной (температура 74 °С), Западной (температура 20-56 °С) и Восточной. По своему химическому составу и физико-химическим параметрам гидротермы относятся к азотным сульфатно-хлоридно-натровым, кремнистым, борным, мышьяковистым высокотемпературным (максимальная температура 78 °С) слабощелочным (рН 8.0). Газовый состав – азот (99.42 %) при незначительных

количествах углекислоты (0.58 %) [Округин, 2013]. Суммарный дебит источников Центральной группы составляет 2.4 л/с, Южной – 3 л/с, Западной (3 л/с).

Апапельская гидротермальная система находится к востоку от вулкана Анаун и приурочена к нарушениям, ограничивающим с юго-востока описанную выше зону разрывов северо-восточного простирания. Гидротермальная система представлена Апапельскими и Нижне-Апапельскими источниками. Апапельские источники, наиболее горячие в гидротермальной системе, расположены в эрозионном врезе р. Правый Анавгай. По характеру выходов - это кипящие грифоны, струйные истечения, участки парящего грунта, грязевые котлы, термальные болота, термальные мочажины с температурой 80-97 °С. Суммарный дебит с учетом скрытой разгрузки составляет более 15 л/с. Минерализация 1.5 г/л. Воды отличаются высоким содержанием кремнекислоты, борной кислоты и мышьяка. В качестве микрокомпонентов присутствуют ртуть, сурьма, бром.

1.4. Распространенность гейзеров в мире, их характеристики и гидрогеологические условия. Природные гейзеры встречаются редко, их во всем мире менее 1000. По [Hurwitz and Manga, 2017] большинство гейзеров компактно сосредоточено лишь в шести крупных геотермальных районах планеты: Йеллоустонский национальный парк в США, Кроноцкий заповедник в России, в северной части Чили (в горах Анды), в вулканической зоне Тауро в Новой Зеландии, в Исландии и в Кении. Немногочисленные гейзеры известны также в Перу, Гондурасе, Гватемале, Коста-Рике, Мексике, в некоторых горных и прибрежных районах запада США, на небольших островах рядом с Аляской, в Атлантике - на Азорских островах, в Азии - в Тибете, в Китае и Японии, отмечены также в Новой Гвинее и на ряде мелких островов в Индонезии.

Общие признаки геологических параметров большинства гейзерных полей мира изложены в работе [Hurwitz, Manga, 2017], где отмечается, что гейзерные поля формируются в областях недавнего или активного вулканизма с аллювиальными, коллювиальными, оползневыми, гляциальными, гиалокластическими, озерными отложениями, конгломератами, риолитовыми туфами и риолитами, чрезвычайно богатыми SiO₂. По мнению авторов, несмотря на приуроченность в некоторых случаях гейзерных каналов к водно-ледниковым отложениям (как Гейзир в Исландии), самые крупные гейзерные поля (в целом)

приурочены к толщам продуктов кислого вулканизма: риолитам и риолитовым туфам.

Вода гейзеров характеризуется хлоридно-натриевым составом. Таковы гейзеры Old Faithful, Grand в Йеллоустоне, Великан, Хлоридный, Трубы, Большой в камчатской Долине Гейзеров, гейзер Flat в Новой Зеландии. Реже основным анионом является HCO_3 , а основным катионом является калий. Это гейзеры El Tatio в Чили. Кроме того, основным анионом бывает гидрокарбонат-ион, а основным катионом – натрий. К таким гейзерам относятся гейзеры озера Богория (Колумбия) и гейзеры Исландии [Hurwitz, Manga, 2017]. Для большинства гейзеров мира характерно выпадение вокруг отверстий каналов гейзерита, образующегося в результате охлаждения, сепарации пара и испарения термальных вод, перенасыщенных по отношению к аморфному кремнезему.

В результате лабораторных экспериментов, численного моделирования гейзерного процесса и наблюдений в течение последних двух столетий, ученые пришли к следующим выводам [Hurwitz, Manga, 2017]: 1) диапазон параметров, определяющих частоту извержения и расход разгрузки, очень чувствителен к проницаемости гейзерного канала и к проницаемости окружающей материнской породы, к функции относительной проницаемости для пароводяной смеси и к градиентам давления в материнской породе; 2) о важности зависимости температуры кипения от давления, подчеркнутой Бунзеном в 1847 г; 3) воды в резервуаре находятся в термическом и химическом равновесии с породами (при температуре ~ 200 °C) на глубинах несколько сотен метров и более; 4) испарение и потеря тепла может оказать сильное влияние на динамику извержения гейзеров, особенно в гейзерах с большой площадью поверхности ванны; 5) избыток тепла во многих высокотемпературных системах теряется ближе к поверхности различными способами, подтверждая тем самым редкость и уникальность гейзеров, а большие ванны и большие отверстия каналов гейзеров могут терять столько тепла за счет конвекции и испарения, что извержение либо сильно тормозится, либо не может осуществиться; 6) на некоторые извержения могут влиять растворенные газы (главным образом магматический CO_2 и атмосферный N_2), поскольку они перемещают поле стабильности жидкости к более низким температурам и повышению потенциала взрывоопасности по отношению к чистой воде; 7) сила извержений гейзеров изменяется от маленьких кипящих

бассейнов, до фонтанов и ревущих струй, которые могут достигать высот 115 м (как в гейзере Steamboat в Йеллоустоне) и 450 м (как в гейзере Ваймангу в вулканической зоне Таупо в Новой Зеландии в 1900-1904 г.); предположительно контролируется геометрией канала, через который проходит жидкость под небольшим избыточным давлением и управляется имеющейся тепловой энергией; 8) время извержения сильно варьирует между гейзерами; 9) многим большим извержениям предшествуют небольшие предварительные вскипания, которые периодически вытесняют воду, удаляя массу и давление из водяного столба в канале; 10) более мощные и более длительные извержения характерны для гейзеров с глубокими и большими резервуарами; 11) сужения в канале увеличивают скорость потока флюида до скорости звука, что обеспечивает более высокие извержения.

1.5. Гейзеры и палеогейзеры на Камчатке. В недавнем прошлом гейзеры на Камчатке были представлены довольно широко (рис. 1.9). Первые из них (гейзеры в долине р. Паужетки) описаны более 250 лет назад С.П. Крашенинниковым. В дальнейшем паужетские гейзеры—были исследованы Д. К. Александровым (1935 г.), В. В. Ивановым (1950 г.), Г. А. Гонсовской (1951 г.), С.И. Набоко [Набоко, 1954], Т.И. Устиновой [Устинова, 1955]. Гейзер 1 и Гейзер 2 располагались на ключевой площадке Паужетских источников [Аверьев, Сугрובה, 1965]. А. о. их выхода - 150,9 м и 150 м соответственно.

Очевидцев гейзерного типа разгрузки в Ходуткинской гидротермальной системе нет. Но Б.И. Пийпом отмечено наличие мощного грифона с температурой воды 100 °С, и температуры, равной 101° С на небольшой глубине от поверхности. По его описанию [Пийп, 1937], расход воды, изливающейся из грифона, достигал 250 л/с. Учитывая высоту местности, постоянный столб пара над грифоном, выбросы пероводяной смеси вверх на высоту до 0.5 м, температуру перегретых Ходуткинских терм, Б.И. Пийп предполагал возможное существование гейзеров в Ходуткинской гидротермальной системе в далеком прошлом [Пийп, 1937].

В процессе мониторинга за термопроявлениями Мутновского геотермального резервуара, в начале 2000 г. один из горячих источников на Нижне-Жировском участке работал в гейзерном режиме (Кирюхин А. В., устн. сообщение).



Рис. 1.9. Гейзеры и палеогейзеры в гидротермальных системах Камчатки:

1 - Паужетская; 2 - Ходуткинская;
 3 - Мутновская; 4 - Больше-Банная;
 5 - Карымская; 6 - Долины Гейзеров;
 7 - кальдеры Узон; 8 - Киреунская.

Работа С.П. Крашенинникова "Описание земли Камчатки" [Крашенинников, 2018] содержит несомненное указание на существование гейзеров и на Больше-Баннных ключах более 250 лет назад. Спустя 200 лет, Б.И. Пийп [Пийп, 1937], посетивший Больше-Баннные источники, не отметил наличие действующих гейзеров. Но им описаны многочисленные глубокие неправильной формы бассейны горячей воды (размерами до нескольких метров), неправильные стенки каналов, их глубина (иногда более 5 м) и извилистость, ничтожный сток из бассейна или его отсутствие, наличие плиток гейзерита возле бассейнов, температура воды от 71 до 93 °С, что по его мнению, указывает на то, что такие бассейны могли сформироваться только в результате гейзерной деятельности. В частности размеры описанного им бассейна "Голубой грифон", позволяют предположить, что в прошлом это был крупный гейзер. Незначительность размеров гейзеров и заметное ослабление гейзерной активности (по сравнению с описанием С. Крашенинникова) на Больше-Баннных ключах отмечает Т.И. Устинова в 1955 г. [Устинова, 1955]. На момент ее посещения Больше-Баннных ключей, активным был только один крошечный гейзер, описанный в 1950 г. В. В. Ивановым под именем "Карликового гейзера". Угасание его гейзерной

активности отмечено В.И. Кононовым и Б.Г. Поляком в 1964 г. А в 2004 г. "Карликовый гейзер" представлял собой всего лишь сочение из левого борта реки [Соболевская, 2004].

На Юго-восточном участке группы источников Академии Наук (Карымская гидротермальная система) до известного фреато-магматического извержения 1996 г. в Карымском озере функционировало два гейзера: Сердитый (в бортах восточной ванны) и Карлик (в бортах западной ванны) [Вакин, Пилипенко, 1998]. После извержения 1996 г. грифоны этих гейзеров оказались под водой ванны, гейзер Сердитый превратился в пульсирующий источник и теперь называется Пульсир Восточный; гейзер Карлик теперь называется Старый и действует в сложном гейзерном режиме без видимого опустошения канала. В южном обрамлении его грифона наблюдаются отложения гейзерита. Вода их по химическому составу относится к разбавленным гейзерным термам хлоридно-натриевого состава [Карпов, Двигало, 2010]. Как доказательство гейзерного типа разгрузки в Карымско-Академической гидротермальной системе в прошлом, следует отметить выход на этом участке крупной древней постройки гейзерита. Во время извержения 1996 г., в результате приливных волн по всему берегу озера Карымского, на склоне террасы ручья Розового обнажился уникальный четырехметровый разрез гейзеритового купола с гейзерными камерами и каналами. Обнажение гейзерита имеет видимую мощность 5.6 м. В постройке сохранилось пещерообразное отверстие, из которого постоянно поступает пар с температурой 97° С [Вакин, Пилипенко, 2001; Карпов, Двигало, 2010]. В настоящее время, после извержения 1996 г., на Юго-западном участке появился новый гейзер Новый [Федотов, Муравьев, Иванов, 1998]. По данным 2010 г. [Карпов, Двигало, 2010], гейзер имел сложный, еще не установившийся режим, с циклами от 8.5 до 13.5 мин. По минерализации вода относится к типичным гейзерным термам [Карпов, Двигало, 2010].

Камчатская Долина Гейзеров (в частности первый гейзер Первенец) была открыта Т.И. Устиновой 14 апреля 1941 г. Основная часть гейзеров Долины расположена в нижнем течении (на протяжении 8 км от устья) р. Гейзерной (в каньоне шириной около 4 км и глубиной до 400 м). До гигантского оползня в пределах долины р. Гейзерной функционировало не менее 57-ми гейзеров

[Кирюхин, Рычкова, 2011], многие из которых были затоплены 3 июня 2007 г. образовавшимся Подпрудным озером.

Осенью 2008 г. в гидротермальной системе кальдеры Узон в районе источника "Пульсирующий" появился новый гейзер Шаман [Карпов и др., 2012]. Его появление, вероятно, связано с тектоно-магматической деятельностью в районе вулкана Кихпиныч, обусловившей и известные события 2007 г. в соседней Долине Гейзеров [Кирюхин, Рычкова, 2011; Карпов и др., 2012]. Вода гейзера хлоридно-натриевая, с небольшой долей сульфатов. Минерализация ее в 1.5 раза выше общей минерализации воды гейзеров соседней Долины Гейзеров и отвечает составу высокотемпературных гидротерм кальдеры Узон [Карпов и др., 2012].

Исторические сведения о гейзерах в Киреунской гидротермальной системе отсутствуют. Первое упоминание об очевидных признаках бывшего наличия гейзерной активности в Киреунской гидротермальной системе было сделано Т.И. Устиновой [Устинова, 1955], исследовавшей Киреунские горячие источники. По мнению Т.И. Устиновой, форма воронок, присутствие корок кремневых отложений, а также явное несоответствие между их видом и современной деятельностью, допускают предположение, что это, так же как и на Больших Банных ключах, ныне не действующие гейзеры [Устинова, 1955]. Т.П. Кирсанова [Кирсанова, 1971] отмечает многочисленные гейзеритовые натечные террасы на термальной площадке Средней группы Киреунских источников, а описывая термальную площадку Верхней группы, выделяет отдельный участок затопленных котлов-гейзеров.

Т.о. в настоящее время гейзерная деятельность на полуострове сосредоточилась в долине р. Гейзерной, представлена единственным гейзером в кальдере Узон и одним гейзером на берегу оз. Карымского (в районе горячих источников Академии Наук). На остальных термальных полях Камчатки гейзерная деятельность совершенно, или почти совершенно прекратилась, оставив в качестве свидетелей своего существования в прошлом глубокие бессточные воронки, наполненные горячей водой, отложения гейзерита, а также мощные, непрерывно действующие кипящие источники с интенсивным выделением пара.

1.6. Термогидродинамическое-химическое TOUGHREACT-EOS2 моделирование условий формирования проницаемого канала в вулканогенных породах риолитового и дацитового состава.

Для выяснения механизма формирования проницаемых каналов в артезианско-вулканогенных бассейнах, сложенных пирокластическими породами риолитового состава, разработана термогидродинамическая-химическая модель TOUGHREACT, учитывающая взаимодействие воды с горными породами (генерацию минералов и их растворение) [Xu et al., 2006]. Программа TOUGHREACT применялась в многочисленных приложениях для выяснения условий гидротермального минералообразования, в том числе: для воспроизведения условий гидротермального минералообразования в продуктивных зонах андезитовых геотермальных резервуаров Камчатки и Японии [Kiryukhin, Xu, Pruess, Apps, Slovtsov, 2004]; объяснения условий гидротермальной переработки туфов риолитового состава перед катастрофическим обвалом в Долине Гейзеров 2007 г. [Kiryukhin, Rychkova, Dubrovskaya, 2012] и формирования продуктивных нефтяных и геотермальных резервуаров в вулканогенных породах риолитового состава [Кирюхин, Шадрина, Пузанков, 2013].

В работах [Набоко, 1962; Ерощев-Шак и др., 1977; Фролова, Ладыгин, 2008; Фролова и др., 2009; Фролова, Ладыгин, Рычагов, 2011; Фролова, 2014; Фролова и др. 2015; Фролова, Чернов, Рычагов, 2016; Фролова и др., 2017, Рычагов, 2014; Рычагов и др., 2003, 2005] приводятся результаты детального изучения процессов гидротермально-метасоматических преобразований пород, вмещающих высокотемпературные гидротермальные системы Камчатки и Курильских островов. Авторами отмечено характерное для этих процессов широкое проявление низкотемпературной пропилитизации и аргиллизации, происходящей в условиях поровой фильтрации флюида и приводящей к снижению пористости и проницаемости. Вторичные минералы, являющиеся результатом таких преобразований, служат тепловым экраном и верхним водоупором для гидротермальной системы.

Моделирование формирования проницаемого гейзерного канала в неизменных риолитовых туфах предполагает процесс формирования системы каналов для разгрузки гидротермальной системы, происходящий одновременно с

формированием водоупоров, но в зоне, отличной от зоны гидротермально-метасоматических преобразований: в зоне разломов и брекчирования в условиях сосредоточенной сквозной напорной восходящей фильтрации высокотемпературного ($> 140^{\circ}\text{C}$) флюида. По [Коржинский, 1992, 1993; Юричев, 2015] процессы, сопровождаемые образованием в породе пустот выщелачивания с последующим их выполнением, к метасоматическим не относятся. Здесь процессы гидротермальной переработки протекают с изменением объема, что в итоге приводит к увеличению порового пространства и проницаемости.

В работе [Фролова и др., 2015] показано, что в пачке Гейзерной (Q_3^4 grn), вскрытой обвалом 2007 г., распространены как гидротермально измененные, так и неизмененные алевропелитовые витрокластические и псаммито-псефитовые пемзовые с включением лито- и кристаллокластов туфы, при этом гидротермальным преобразованиям подвержены в первую очередь вулканическое стекло и пемзокласты, доля которых в исходном минералогическом составе является значительной. Гидрогеологические разрезы продуктивного гейзерного резервуара Долины Гейзеров приведены на рис. 1.3 и 1.5 в работе [Кирюхин, Рычкова, 2011].

В данном исследовании предполагается, что формирование каналов для разгрузки гидротермальной системы происходило (в зоне разломов, трещин, трубок взрыва) параллельно с гидротермально-метасоматическими процессами, приводящими к формированию водоупоров.

Геометрия модели определена в виде цилиндра (рис. 1.10), осевая часть которого (Tuff1) служит каналом для восходящей фильтрации термальных вод (трубка взрыва или наиболее проницаемая часть разлома); промежуточная оболочка цилиндра (Tuff2) – породы, вмещающие канал, внешняя часть цилиндра (Fixed) – представляет породы, вмещающие горизонты холодных грунтовых вод. Глубина модельного канала равна 50 м. В модели использована радиальная вычислительная сетка, включающая 300 элементов (ячеек) с размерами $\Delta X = 1$ м, $\Delta Y = 1$ м, и $\Delta Z = 0,5$ м.

В модели определены изотермические условия, начальная проницаемость в центральном канале задана равной 1 Д, во внутренней оболочке 0,1 Д и во внешней оболочке 1 мД, начальная пористость задана повсюду равной 0,1.

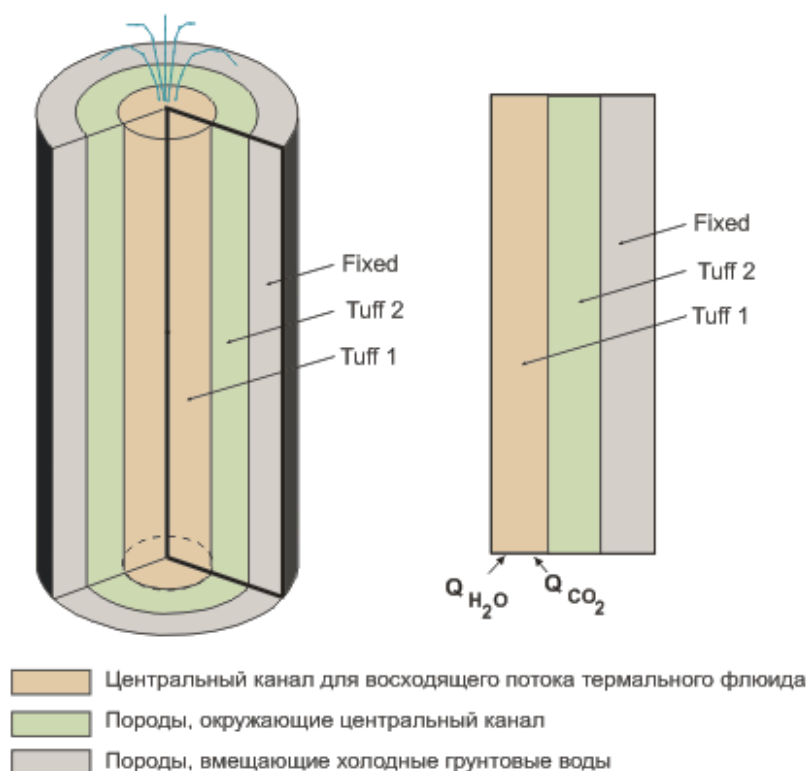


Рис. 1.10. Радиально-цилиндрическая геометрия термогидродинамической-химической модели TOUGHREACT-EOS2 и срез цилиндра.

Начальные условия для TOUGHREACT-моделирования определены по результатам предшествующего термогидродинамического TOUGH2-моделирования. При этом на верхней и боковой оболочке цилиндра задано фиксированное распределение давления (задано гидростатическим) и температуры (задано по термограмме по скв. 5 Паужетского месторождения). В основании модели задан массовый источник – поступление термальной воды с расходом 1 кг/с и энтальпией 589 кДж/кг (140°C) и поступление неконденсирующегося газа CO₂ с расходом 0,0001 кг/с и энтальпией 589 кДж/кг.

Разгрузка гейзера на поверхности модели задана как самоизливающаяся скважина.

В качестве возможных вторичных минералов рассматриваются минеральные фазы, обнаруженные в керне, или шламе при бурении скважин на современных геотермальных месторождениях: кварц, калиевый полевой шпат, клинохлор, кристобалит, ломонтит, морденит, SiO₂ (am), вайрацит, каолинит-al, смектит-ca, смектит-k, смектит-mg, смектит-na, иллит-al1, олигоклаз. Химический состав воды определен по составу воды гейзера Великан (табл. 1.2 и работы

[Кирюхин, Рычкова, 2011; Kiryukhin, Rychkova, Dubrovskaya, 2012; Кирюхин, Рычкова, Дубинина, 2015; Kiryukhin, 2016]).

Таблица 1.2. Химический состав воды восходящего напорного потока

	mg/l	mol/kgH2O
pH	8.4	
NH ₄ ⁺	1	7.0·10 ⁻⁰⁵
Na ⁺	605.0	2.64E-02
K ⁺	47.0	1.20E-03
Ca ⁺⁺	22.0	5.50E-04
Mg ⁺⁺	0.0	0.00E+00
SiO ₂	289	4.8E-03
Fe ⁺⁺	0.0	0.00E+00
AlO ₂ ⁻	0.0	0.00E+00
Cl ⁻	872.0	2.46E-02
SO ₄ ⁻⁻	161.0	1.68E-03
HCO ₃ ⁻	68.0	1.12E-03

Генерация новых минеральных фаз и растворение исходных минеральных фаз рассматривается при неравновесных условиях с химическим составом воды. Расходный закон для растворения/осаждения минеральных фаз описывается в соответствии с уравнением (1):

$$r = k \cdot S \cdot \left(1 - \frac{Q}{K}\right) \exp\left(\frac{E_a}{R \cdot 298.15} - \frac{E_a}{R \cdot T}\right) \quad (1),$$

где k – константа химического растворения/осаждения при 25°C, моль/с м², S – удельная площадь поверхности химического взаимодействия, м²/дм³, Q – произведение растворимостей; K – константа равновесия для химического взаимодействия вода-порода; E_a – энергия активации кДж/кмоль K ; R – газовая константа кДж/кмоль K ; и T – температура, К. Константы равновесий для химического взаимодействия вода-порода рассматриваются как функции температуры.

Константы кинетического взаимодействия воды с минеральными фазами заданы по [Xu, T., et al., 2006] (моделирование гидротермальных изменений в кальдере Лонг Вэллей) и по работе [Kiryukhin, Rychkova, Dubrovskaya, 2012] (табл. 1.3). В качестве термодинамической базы данных использована база данных Tianfu Xu, 03/18/2003.

Таблица 1.3. Минеральные фазы, рассматриваемые при TOUGHREACT-моделировании, константы кинетического взаимодействия (k_{25}) и энергия активации (E_a) при растворении исходных и генерации вторичных гидротермальных минералов.

Минеральные фазы	Химическая формула	Начальн. об. доля%	k_{25} (moles $m^{-2}s^{-1}$) осажд.	k_{25} (moles $m^{-2}s^{-1}$) раств.	E_a (KJ/mol)
вулканическое стекло glass3	$Ca_{0.012}K_{0.0040}Mg_{0.0011}Na_{0.76}Si_{0.761}Al_{0.15}O_{0.786}$	50-100	0.0	9.6E-13	45.08
кварц	SiO_2	0	0.0	4.3E-14	75.0
кристобалит	SiO_2	0	0.0	3.1623E-13	69.08
SiO_2 (am)	SiO_2	0	1.0E-10	7.32E-13	62.9
калиевый полевой шпат	$KS_i_3O_8$	0	1.0E-17	1.0E-17	67.83
олигоклаз	$NaAlSi_3O_8-CaAl_2Si_2O_8$	0-50	1.445E-13	1.445E-13	69.8
Клинохлор-14a	$(Mg, Al)_6[Si_{3.1-2}, Al]_{0.9-1.2}O_{10}(OH)_8$	0	1.0E-16	1.0E-21	58.62
ломонтит	$Ca[Al_2Si_4O_{12}]4H_2O$	0	2.5E-18	2.5E-18	58.0
морденит	$(Na_2, K_2, Ca)[Al_2Si_{10}O_{24}]7H_2O$	0	2.5E-18	2.5E-17	58.0
вайрацит	$Ca[Al_2Si_4O_{12}]2H_2O$	0	2.5E-14	2.5E-14	58.0
каолинит-al	$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$	0	1.0E-17	1.0E-17	62.76
сметтит-са	$Ca_{0.3}Al_{3.5}Mg_{0.5}(Si_8O_{20})(OH)_4$	0	1.0E-14	1.0E-14	58.62
сметтит-к,	$K_{0.6}Al_{3.5}Mg_{0.5}(Si_8O_{20})(OH)_4$	0	1.0E-14	1.0E-14	58.62
сметтит-mg	$MgAl_{3.5}(Si_8O_{20})(OH)_4$	0	1.0E-14	1.0E-14	58.62
сметтит-na	$Na_{0.6}Al_{3.5}Mg_{0.5}(Si_8O_{20})(OH)_4$	0	1.0E-14	1.0E-14	58.62
иллит-al	$KAl_4[Si_7AlO_{20}](OH)_4$	0	1.0E-14	1.0E-14	58.62

Примечание: удельная площадь поверхности для всех минеральных фаз задана $0.01 m^2/dm^3$

Моделирование формирования канала выполнялось в двух вариантах.

Первый вариант, когда весь канал заложен в зоне развития трещин в массиве, сложенном неизменными риолитовыми туфами (начальный минералогический состав - вулканическое стекло (glass3), 100 %). Моделирование выполнялось для 100, 1000 и 3500 лет.

Во втором варианте моделирования начальный минералогический состав задан неизменным дацитовым туфом (вулканическое стекло (glass3), 50 % и плагиоклаз, 50 %). Канал также заложен в зоне развития трещин. Время моделирования 100 лет. В результате моделирования в условиях сосредоточенной проточной напорной восходящей фильтрации термального флюида получены следующие результаты.

Результаты TOUGHREACT-моделирования формирования канала в риолитовых туфах (вариант №1 (1K2) на 100 лет). В центральном канале (рис. 1.11а) вулканическое стекло растворилось на 1,6 % в нижней части и в приповерхностных условиях на 0,2 %. Из генерировавшихся в нижней части канала вторичных минералов, олиголаз занимает от 0,1 до 0,7 %, калиевый полевой шпат - до 0,04 %; смектиты тоже генерируются, но их влияния нет, поскольку в сумме они составляют менее 0,04 % и они образуются в зоне активной восходящей фильтрации; морденит, каолинит также не оказывают влияния, их доля занимает менее, чем 0,006 %. Кварц, клинохлор, кристобалит, вайрацит, иллит и аморфный кремнезем (SiO_2 (am)) не осаждаются. Пористость в нижней части канала возросла в 1.1 раза (от 0,1 до 0,11), проницаемость возросла 1,3 раза (от $1\text{E-}12$ до $1.28\text{ E-}12$). В приповерхностных условиях пористость осталась неизменной (от 0,1 до 0,101), но есть тенденция к повышению; проницаемость также практически не изменилась (равна $1,03\text{E-}12\text{ м}^2$), но есть тенденция к увеличению.

В оболочке канала (рис. 1.11б), в нижней части, растворение вулканического стекла произошло меньше, чем на 1,6 %, в средней части - на 0,8 % и в приповерхностных условиях растворения нет. Внизу оболочки произошла генерация вторичных минералов: олигоклаза (до 0,7 %), калиевого полевого шпата (менее 0,04 %), смектитов в сумме менее 0,04 %; генерируются каолинит, ломонтит и морденит, но их доля тоже ничтожно мала. В интервале глубин от 9 м и выше к поверхности выпадает аморфный кремнезем (до 1 %), создавая

непроницаемую оболочку вокруг центрального канала. Кварц, клинохлор, кристобалит, вайрацит, иллит не осаждаются. Пористость в нижней части оболочки возросла в 1,1 раза (от 0,1 до 0,11), проницаемость там же возросла в 1,3 раза (от $1E-13$ до $1,26E-13$). Но верхней части оболочки канала породы стали непроницаемыми за счет генерации SiO_2 (am) в поровом пространстве, соответственно и проницаемость в приповерхностных условиях упала на 30 % (от $1E-13$ до $7,0E-14$).

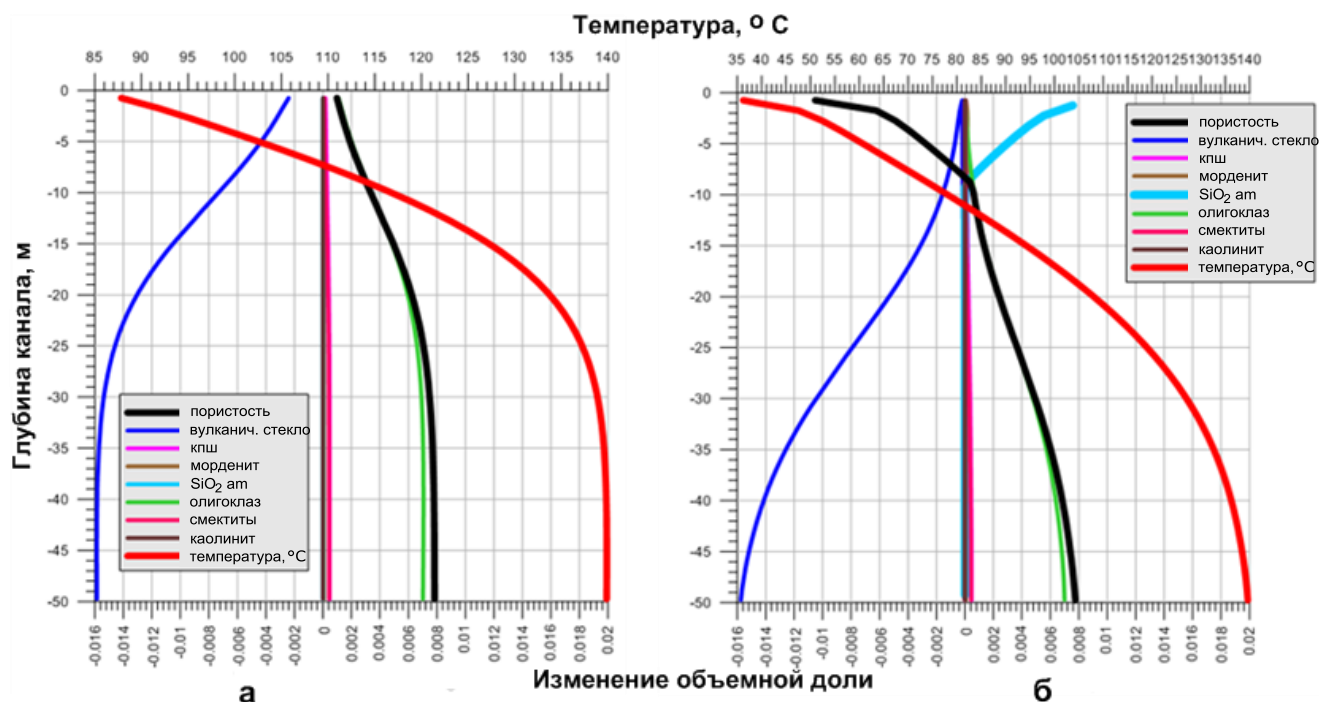


Рис. 1.11. Результаты TOUGHREACT моделирования (вариант №1 (1K2)) формирования канала в риолитовых туфах на 100 лет: профили изменения объемных долей минеральных фаз, пористости и температуры по глубине в центральной части канала (а) и в оболочке канала (б).

Результаты TOUGHREACT-моделирования формирования канала в риолитовых туфах (вариант №1 (1K2) на 1000 лет). В центральном канале (рис. 1.12а) вулканическое стекло растворилось в нижней части на 15 % и в приповерхностных условиях на 2 %. Из образовавшихся в нижней части канала вторичных минералов, доля олигоклаза составляет до 6,5 %, калиевого полевого шпата менее 0,5 %, смектитов в сумме менее 0,4 %; доля морденита, ломонтита и каолинита ничтожно мала и они не оказывают влияния на изменение порового пространства. Кварц, клинохлор, кристобалит, вайрацит, иллит и аморфный кремнезем (SiO_2 (am)) не осаждаются. Пористость в нижней части канала возросла в 1.8 раза (от 0,1 до 0,18), а проницаемость возросла в 6 раз (от $1E-12$ до

5.97E-12). В приповерхностных условиях пористость возросла в 1.1 раза (от 0,1 до 0,11), а проницаемость возросла в 1,35 раза (от 1E-12 до 1.35E-12).

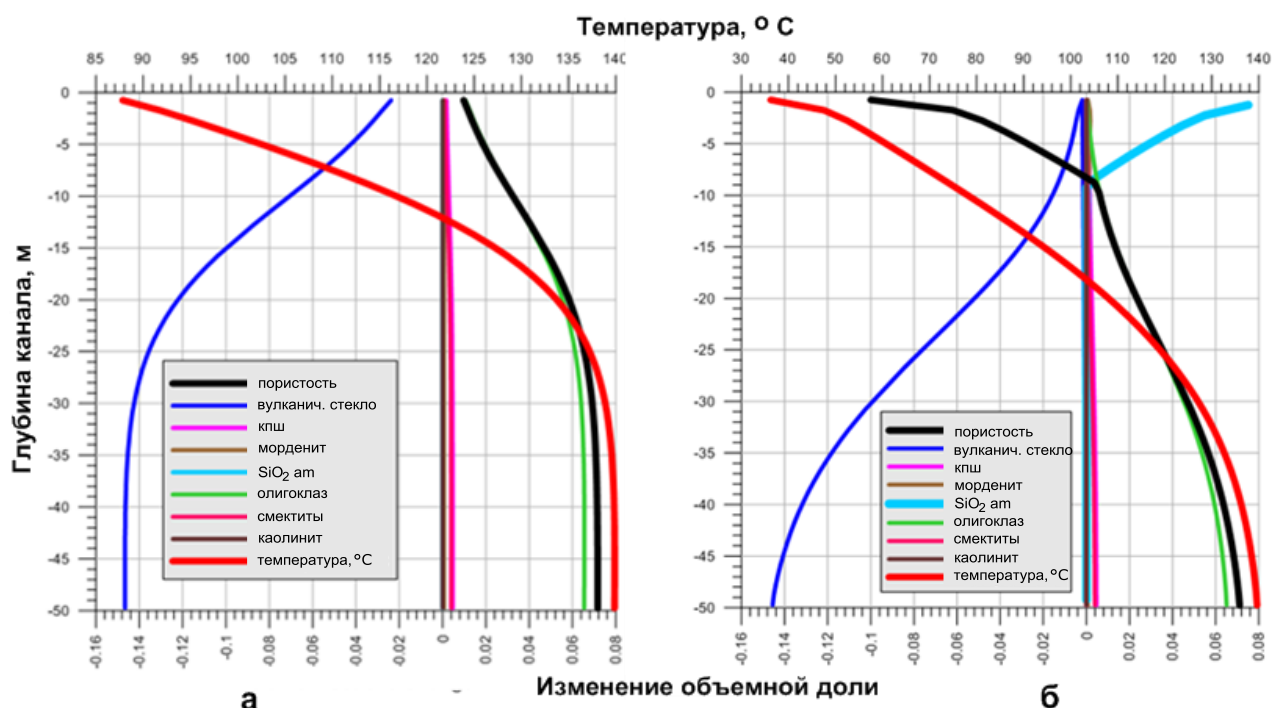


Рис. 1.12. Результаты TOUGHREACT моделирования (вариант №1 (1K2)) формирования канала в риолитовых туфах на 1000 лет: профили изменения объемных долей минеральных фаз, пористости и температуры по глубине в центральной части канала (а) и в оболочке канала (б).

В оболочке канала (рис. 1.12б), в нижней части, вулканическое стекло растворилось менее, чем на 15 % и не растворилось в приповерхностных условиях. Из вторичных минералов внизу оболочки присутствует олигоклаз (до 6,5 %), калиевый полевой шпат до 0,5 %, смектиты в сумме (менее 0,4 %), ломонтит, морденит и каолинит до 0,2 %. В интервале глубин от 9 м и выше к поверхности выпадает аморфный кремнезем (до 10 %), создавая непроницаемую оболочку вокруг центрального канала. Кварц, клинохлор, кристобалит, вайрацит, иллит не осаждаются. Пористость в нижней части оболочки возросла в 1.7 раза (от 0,1 до 0,17), проницаемость возросла в 6 раз (от 1E-13 до 5,9E-13). В приповерхностных условиях пористость упала до нуля за счет генерации SiO₂ (am) в поровом пространстве, проницаемость уменьшилась в 70 раз (от 1E-13 до 1,38E-15), т.е. порода стала непроницаемой.

Результаты TOUGHREACT-моделирования формирования канала в риолитовых туфах (вариант №1 (1K2) на 3500 лет). В центральном канале (рис. 1.13а) вулканическое стекло растворилось в нижней части на 42 % и

приповерхностных условиях на 8 %. Самую большую долю из сгенерированных вторичных минералов занимает олиголаз (до 12 %); доля калиевого полевого шпата - до 2%; смектиты в сумме составляют 1,7 % образуются по всему каналу, но в зоне активной восходящей фильтрации и их влияние незначительно; образуются морденит (до 0,3 %), каолинит, ломонтит и SiO₂ (am) (тысячные и десятитысячные доли). Кварц, клинохлор, кристобалит, вайрацит не осаждаются. Пористость в нижней части канала возросла в 3.6 раза (от 0,1 до 0,36), а проницаемость в 90 раз (от 1E-12 м² до 9,14E-11). В приповерхностных условиях пористость возросла в 1.3 раза (от 0,1 до 0,13), а проницаемость в 2,4 раза (от 1E-12 до 2,4E-12).

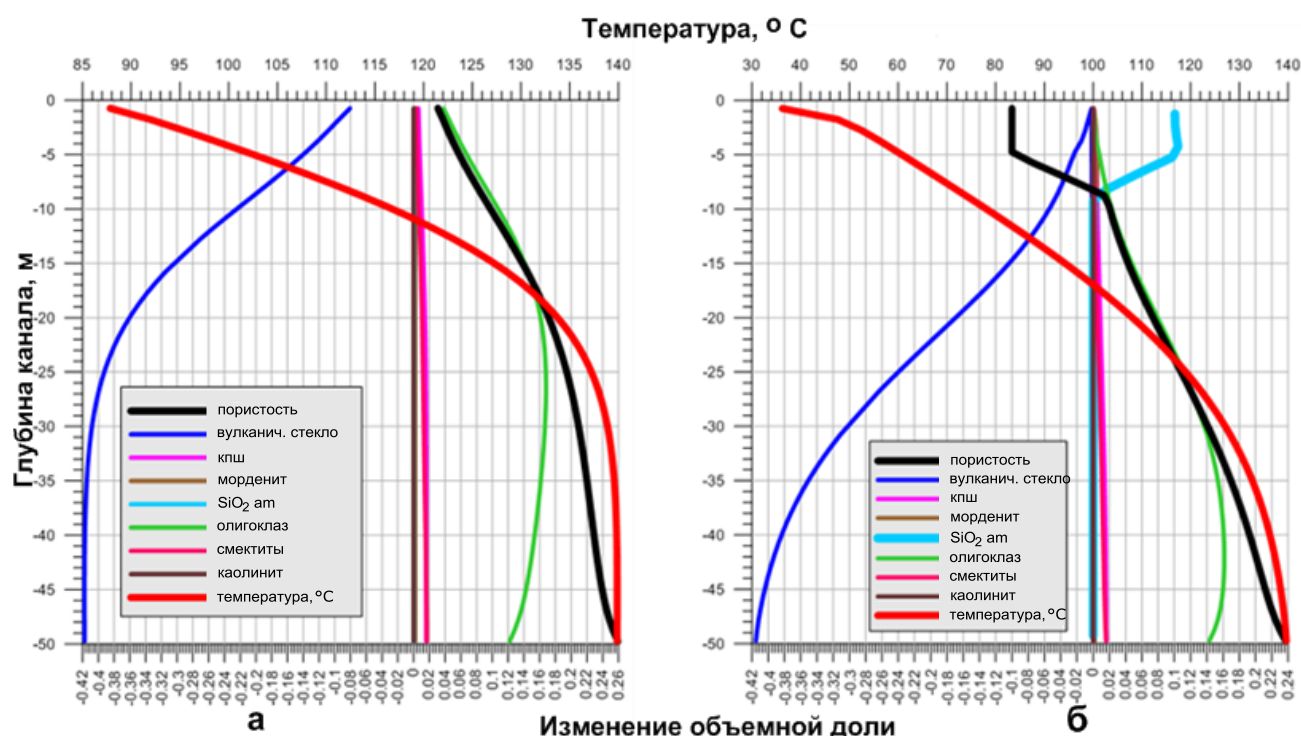


Рис. 1.13. Результаты TOUGHREACT моделирования (вариант №1 (1K2)) формирования канала в риолитовых туфах на 3500 лет: профили изменения объемных долей минеральных фаз, пористости и температуры по глубине в центральной части канала (а) и в оболочке канала (б).

В оболочке канала (рис. 1.13б) вулканическое стекло растворилось в нижней части на 42 %, а в приповерхностных условиях растворения нет. Также произошла генерация вторичных минералов: олигоклаза до 14-16 % (внизу оболочки), калиевого полевого шпата до 1,6 %, смектитов в сумме до 2% внизу оболочки; морденита, ломонтита и каолинита менее 0,2 %. С глубины ~ 9 м и выше к поверхности выпал SiO₂ (am), 10 %. Кварц, клинохлор, кристобалит, вайрацит не осаждаются. Пористость в нижней части оболочки возросла в 3.4 раза

(от 0,1 до 0,34), а проницаемость уменьшилась на 30% (от $0,1E-13$ до $7,06E-12$). В приповерхностных условиях пористость упала до нуля за счет генерации в поровом пространстве SiO_2 (am), а проницаемость понизилась на 17 порядков (от $1E-13$ до $1E-30$), т.е. порода стала непроницаемой.

Результаты TOUGHREACT-моделирования формирования канала в дацитовых туфах (вариант №2 (1Q) на 100 лет). В центральном канале (рис. 1.14а), в нижней и центральной частях, вулканическое стекло растворилось на 0,8 %, а в приповерхностных условиях на 0,08 %. В нижней части канала произошло растворение олигоклаза на 1,4 %. Из образовавшихся вторичных минералов, доля олигоклаза составляет до 0,3 % (в середине канала), смектитов в сумме до 0,1 %, калиевого полевого шпата до 0,05 %; морденит, каолинит, иллит составляют меньше 0,1%. Кварц, клинохлор, кристобалит, вайрацит и SiO_2 (am) не осаждаются. Пористость в нижней части канала возросла в 1.2 раза (от 0,1 до 0,12), проницаемость там же возросла в 1,8 раза (от $1E-12$ до $1,82E-12$). В приповерхностных условиях пористость и проницаемость остались без видимых изменений ($0,1002$ и $1,01E-12$ м² соответственно), но с тенденцией к повышению.

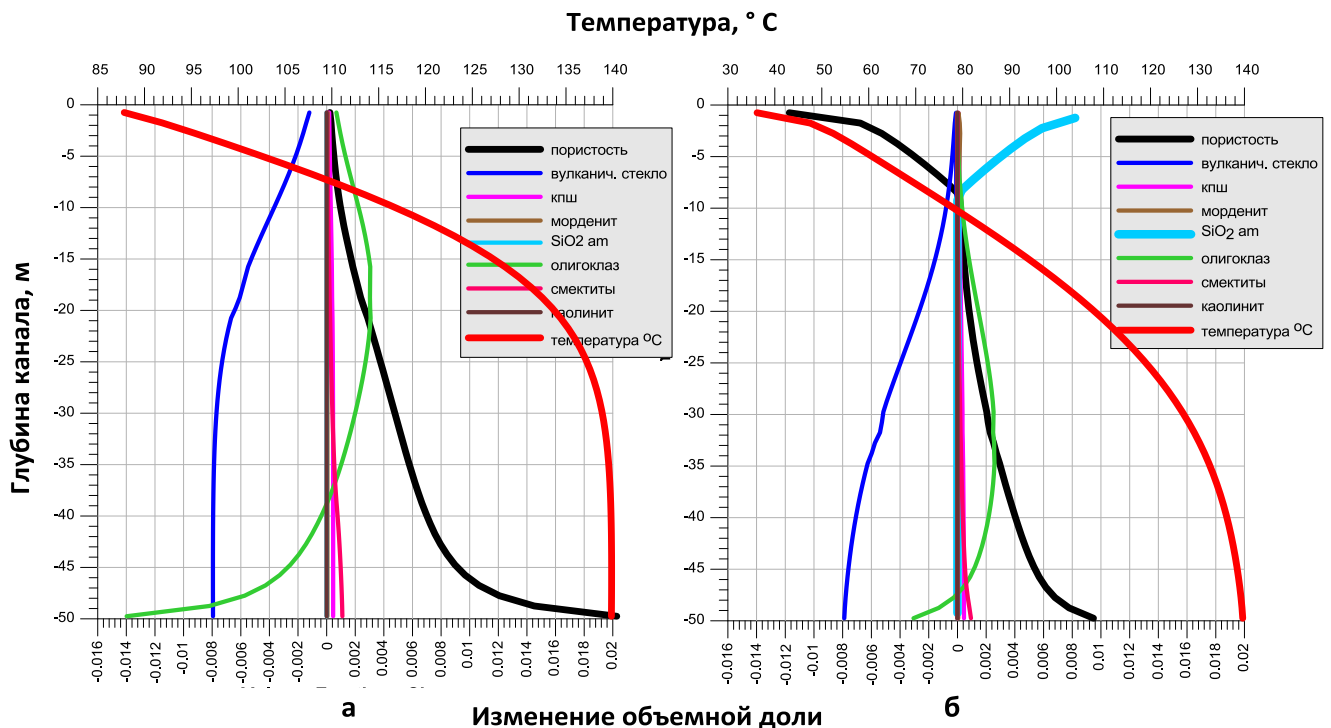


Рис. 1.14. Результаты TOUGHREACT моделирования (вариант №2 (1Q)) формирования канала в дацитовых туфах на 100 лет: профили изменения объемных долей минеральных фаз, пористости и температуры по глубине в центральной части канала (а) и в оболочке канала (б).

В оболочке канала (рис. 1.14б), в нижней части, вулканическое стекло растворилось на 0,8 %, в средней части на 0,4 %; в приповерхностных условиях растворение отсутствует. В нижней части оболочки произошло растворение олиголаза (до 0,3 %) и его выпадение в средней и нижней частях (до 0,2 %). Отмечена генерация других вторичных минералов: калиевого полевого шпата до 0,04 %, смектитов в сумме до 0,1 %, морденит, каолинит, ломонтит составляют десятитысячные доли порового пространства. С глубины ~ 8 м и выше произошла генерация SiO₂ (am), 1,8 %. Кварц, клинохлор, кристобалит, вайрацит и иллит не осаждаются. В нижней части оболочки пористость возросла в 1,1 раза (от 0,1 до 0,11), проницаемость увеличилась в 1,3 раза (от 1E-13 до 1,34E-13). В приповерхностных условиях, за счет генерации SiO₂ (am) в поровом пространстве, порода стала непроницаемой (проницаемость снизилась на 40 %).

Сравнение результатов TOUGHREACT-моделирования формирования канала для риолитовых и дацитовых туфов (время моделирования 100 лет) (рис. 1.15).

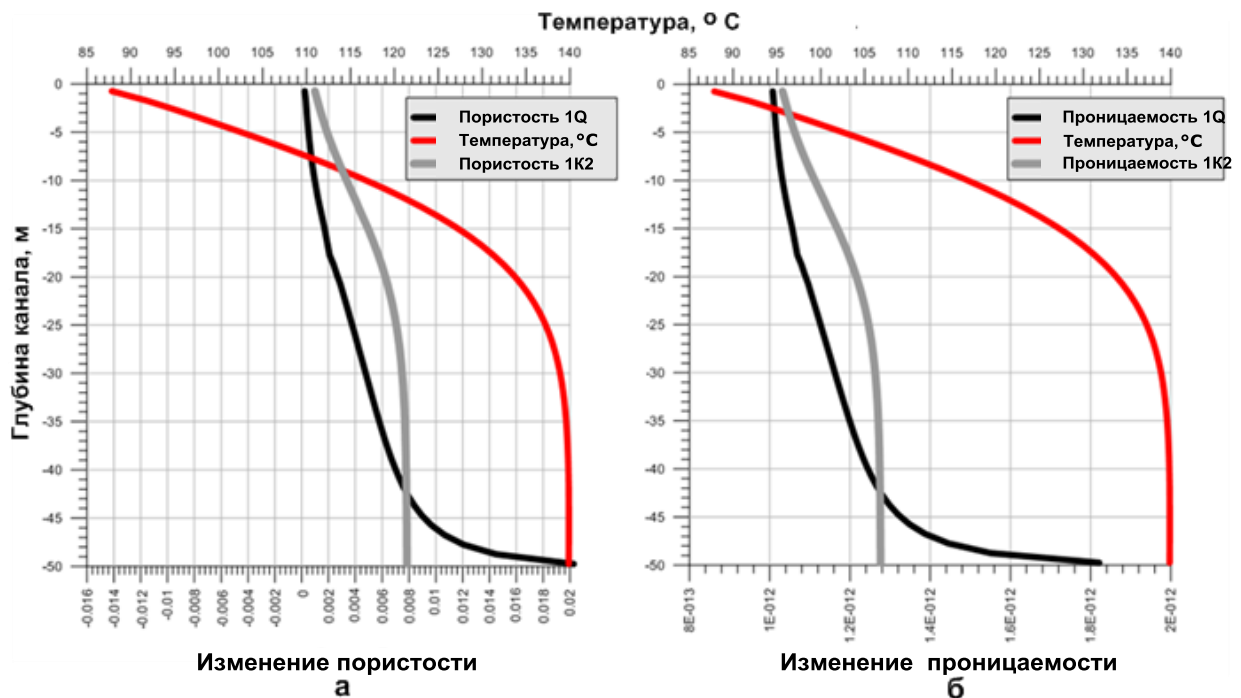


Рис. 1.15. Сравнение результатов TOUGHREACT моделирования условий формирования канала (для вариантов №1 (1K2) и №2 (1Q)) на 100 лет: профили изменения пористости (а), проницаемости (б) и температуры по глубине в центральной части канала. Линии серого цвета обозначают изменения пористости и проницаемости для туфов риолитовых, линии черного цвета – для туфов дацитовых.

Сравнение результатов моделирования (по изменению пористости) в массивах неизмененных дацитовых и риолитовых туфов (время моделирования 100 лет) показало, что для варианта 1Q (дацитовый туф) пористость также увеличивается как и для варианта 1К2 (риолитовый туф), но только с меньшей скоростью (в 4 раза) в верхней части канала, и с большей скоростью (рис. 1.15) в нижней части канала. Эта разница связана с общей долей вулканического стекла, которого в варианте 1К2 задано 100 %, а в варианте 1Q только 50 %. Изменение модельных пористости и проницаемости (на протяжении 100 лет) по центральному каналу, практически одинаковое для риолитовых и дацитовых туфов. Таким образом, сравнение позволяет сделать вывод, что формирование проницаемого канала для разгрузки гидротермальной системы возможно и в риолитовых, и в дацитовых туфах.

1.7. Моделирование термогидродинамического режима течения газонасыщенного флюида в канале гейзера. Даже двух одинаковых гейзеров не существует, каждый гейзер индивидуален. Но есть общие условия, необходимые для функционирования гейзерного типа разгрузки гидротермальной системы. Таковыми являются термогазогидродинамические условия, обеспечивающие закипание в канале и извержение. В работе [Дрознин, 2009] дается характеристика гейзерному режиму как способности потока двух фаз: жидкости и газа, возникающая при малых расходах и условиях для сепарации газа, т. е. при движении газожидкостного потока к дневной поверхности в условиях понижения давления из парогазоводяной смеси отделяется газ. По мере снижения давления объем выделившегося газа увеличивается и обычно в несколько раз превышает объем жидкости. Автором также отмечается, что гейзерный режим истечения встречается при всех газожидкостных течениях (углекислые источники, нефтяные (газированные) скважины, вулканы, парогенераторы, пароводяные источники). До недавнего времени было принято, что действие истинного гейзера невозможно без существования подземных вод с температурой кипения, соответствующей гидростатическому давлению. Т. е. теория механизма извержений гейзеров была основана на принципе парлифта [Набоко, 1954; Кононов, Поляк, 1977; Шварцев, 1996; Сугробов и др., 2009].

Исследования последних лет показывают, что проникновение магматического CO_2 в малоглубинные гидротермальные резервуары является

причиной гидротермальных взрывов в высокотемпературных гидротермальных системах при условии превышения давления газовой фазы над весом и прочностью перекрывающих горных пород (верхнего водоупора). В последние годы обсуждается вопрос о роли газлифта в механизме извержений гейзеров [Hurwitz et al., 2016; Kiryukhin, 2016]. В частности в работе [Kiryukhin, 2016] для объяснения извержения гейзера Великан предложен механизм CO_2 – газлифта.

В работе [Hutchinson et al., 1997] авторы отмечают наличие пузырьков неконденсирующегося газа CO_2 во многих горячих источниках Йеллоустонского парка. Также ими было обнаружено множество пузырей пара и газа CO_2 , поднимающихся снизу от основания канала (ниже зоны кипения воды), при обследовании канала гейзера Old Faithful. По мнению авторов, давление углекислого газа может варьировать от 0.003 до 0.2 бар. Кроме того было обнаружено, что в условиях кипения вода на несколько градусов холоднее, чем должна быть по гидростатическим условиям.

Lu X. и его соавторы [Lu et al., 2006], исследуя "скважинную модель" механизма извержения гейзеров, обнаружили циклические пульсации в скважине, связанные с притоком воды, насыщенной газом CO_2 , и отметили чувствительность ИВЕ не только к расходу притока теплоносителя, но и к массовой доле CO_2 . В 2012 г., исследуя канал гейзера Великана с помощью камеры, А. Б. Белоусов обнаружил наличие пузырьков у основания гейзерного канала Великана примерно на глубине 5 м.

В работе [Kiryukhin, 2016] отмечается, что данные логгеров во время 9-ти циклов извержения гейзера Великан (июль 2007 г.) зафиксировали температуру как в середине, так и на глубине канала на 4°C ниже, чем температуры кипения воды на соответствующих глубинах.

В работе [Дрознин, 2009] отмечается, что температура воды во всех фазах цикла гейзера Шаман (Узон) не достигает температуры кипения. Максимальная температура датчика, установленного на глубине 2 м (а. о. 648 м) всегда находящегося под водой, равна 93.4°C вместо $\approx 97,7^\circ \text{C}$, необходимых на данной а. о.

При описании динамики извержений гейзеров в Йеллоустоне [Hurwitz et al., 2017], моделировании циклической работы гейзера Великана [Kiryukhin, 2016, Kiryukhin et al, 2018] авторы указывают на то, что растворенные газы (главным

образом магматический CO_2 и атмосферный N_2) могут управлять динамикой извержений гейзеров, перемещая поле стабильности жидкости к более низким температурам кипения по отношению к чистой воде. Исходя из вышесказанного, следует, что поток CO_2 инициирует достижение температуры кипения в каналах гейзеров и играет основную роль в поддержании их гейзерной способности: инициирует извержения гейзеров, создавая условия газ-лифта, а парциальное давление CO_2 определяет мощность извержений.

Одной из задач, поставленных в данной работе, является моделирование поступления неконденсирующихся газов в каналы гейзеров и определение диапазона их концентраций, необходимых для обеспечения газлифта.

График зависимости температуры насыщения от глубины ($T_{\text{sat}}(\text{depth})$) для условий Долины Гейзеров ($P_{\text{atm}}=0.956$ бар) представлен на рис. 1.16. Линия $T_{\text{sat}}(\text{depth})$ является линией кипения "чистой воды" и разделяет область построения на зону жидкости и зону пара. При измерениях температуры в каналах гейзеров ожидаемым было попадание точек замеров на линию кипения. В действительности же, точки фактически измеренной заниженной температуры воды в конце стадии излива из каналов гейзеров Большого (2016, 2017 гг.) и Великана (1994, 2016, 2017 гг.) [Kiryukhin, 2016; Kiryukhin, Sugrobov, , 2016] оказались в зоне жидкого состояния воды со сдвигом на $3-6^\circ \text{C}$ от линии кипения чистой воды. Это показывает, что если бы в каналах гейзеров была чистая вода, то состояние кипения при такой температуре она бы не достигала.

Кипение в канале гейзера является необходимым условием для его извержения, поэтому для объяснения кипения в канале при заниженных температурах рассматривается модель TOUGH2 – EOS2 с участием неконденсирующегося газа (CO_2) с разной величиной массового газосодержания (X_{CO_2}).

Для выяснения диапазона значений массового газосодержания CO_2 , необходимого для закипания по всей глубине канала гейзеров, использовано TOUGH2 – EOS2 моделирование [Xu, T. et al, 2006] (в модели используется модуль состояния EOS2 ($\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$)).

Геометрия модели соответствует обобщенной гейзера (рис. 1.17) и представляет собой цилиндр высотой 5,5 м с радиусом $R=1.27$ м. Для генерации вычислительной сетки цилиндр разбит по вертикали на 11 элементов высотой 0,5

м каждый. Нижний элемент модели используется для задания условий питания (притока теплоносителя из геотермального резервуара и притока CO_2). Верхний элемент модели используется для определения условий разгрузки гейзера на стадии излива. Для определения на TOUGH2 модели канала - его пористость задана 0,99, а проницаемость 10^4 Д. (10^{-8} м^2).

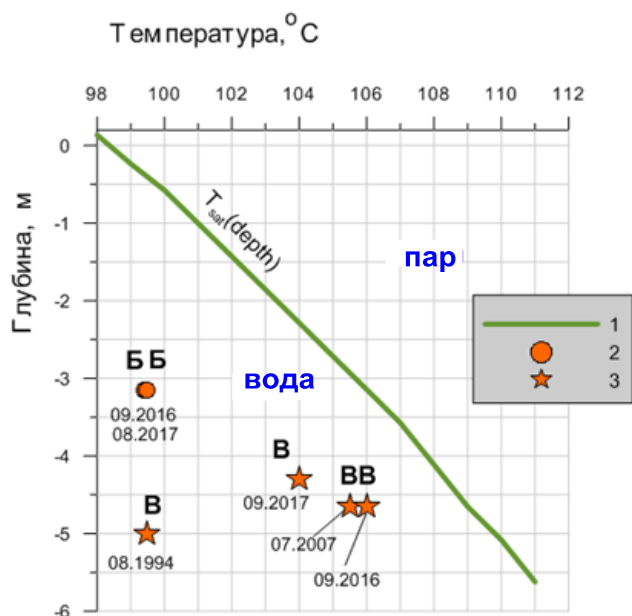


Рис. 1.16. Зависимость температуры насыщения от глубины канала ($T_{\text{sat}}(\text{depth})$) для условий Долины Гейзеров. 1 – линия кипения чистой воды для условий Долины Гейзеров; 2 – фактические точки измерений температуры воды в гейзере Большом в конце стадии излива; 3 – фактические точки измерений температуры воды в гейзере Великан в конце стадии излива. Для построения графика $T_{\text{sat}}(\text{depth})$ использованы расчетные данные из программы TOUGH2 для описания свойств чистой воды. Для построения графика использованы расчетные данные из программы TOUGH2 для описания свойств чистой воды.

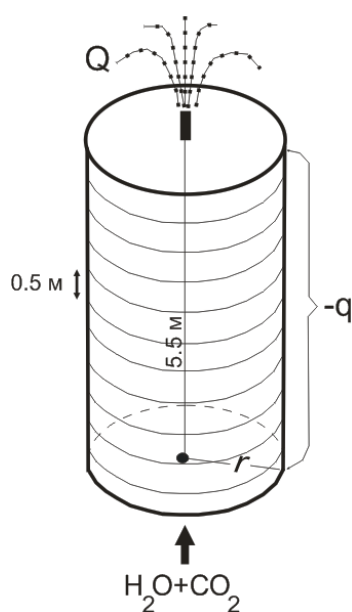


Рис. 1.17. Геометрия модели TOUGH2 – EOS2 для моделирования режима течения газонасыщенного флюида в канале гейзера.

На верхней границе модели разгрузка гейзера определена как разгрузка скважины, работающей в режиме самоизлива (глубина сважины равна 0,25 м). Забойное давление в скважине (P_{wb}) задано равным 0.98 бар (с учетом гидростатического давления на указанной глубине), индекс продуктивности PI скважины задан равным 10^{-7} м^3 . Разгрузка (q_{β}) из скважины в режиме самоизлива (well on deliverability) определяется уравнением (2) [Pruess et al., 1999]:

$$q_{\beta} = \frac{K_{r\beta}}{\mu_{\beta}} \cdot \rho_{\beta} \cdot PI \cdot (P_{\beta} - P_{wb}) \quad (2),$$

где $K_{r\beta}$ – коэффициент относительной проницаемости, м^2 ; ρ_{β} – плотность, $\text{кг}/\text{м}^3$; μ_{β} – вязкость среды, $\text{Па}\cdot\text{с}$ (для динамической вязкости), PI – индекс продуктивности, м^3 ; P_{β} – давление в элементе модели, включающей скважину, Па ; P_{wb} – забойное давление, Па .

На нижней границе модели граничные условия заданы притоком глубинного теплоносителя (1 $\text{кг}/\text{с}$ и энтальпией 466 $\text{кДж}/\text{кг}$) и притоком CO_2 (с энтальпией 466 $\text{кДж}/\text{кг}$) и расходом в диапазоне от нуля до 10 $\text{г}/\text{с}$. Теплообмен стенок канала с породами, вмещающими горизонты грунтовых вод, задан с помощью тепловых источников с отрицательным значением теплового потока ($-764,4 \text{ Вт}/\text{м}^2$) для каждого из 11 элементов.

Результаты моделирования показывают (рис. 1.18), что при значении массового газосодержания $X_{\text{CO}_2}=0$, линия кипения воды в канале совпадает с линией кипения чистой воды для условий Долины Гейзеров. При увеличивающихся значениях X_{CO_2} распределение температуры в канале смещается от линии кипения "чистой воды" в сторону более низких температур. Точки измерений температуры в каналах гейзеров Большой и Великан соответствуют значениям массового газосодержания CO_2 от 1 $\text{г}/\text{л}$ (10^{-3}) до 10 $\text{г}/\text{л}$ (10^{-2}). Результаты также показывают, что начиная с массового газосодержания 10^{-4} (0,1 $\text{г}/\text{с}$) и больше, кипение происходит по всей глубине канала (5,5 м), в то время как при значении $X_{\text{CO}_2}=0$, вода в канале кипит до глубины 2,25 м, а глубже кипение отсутствует.

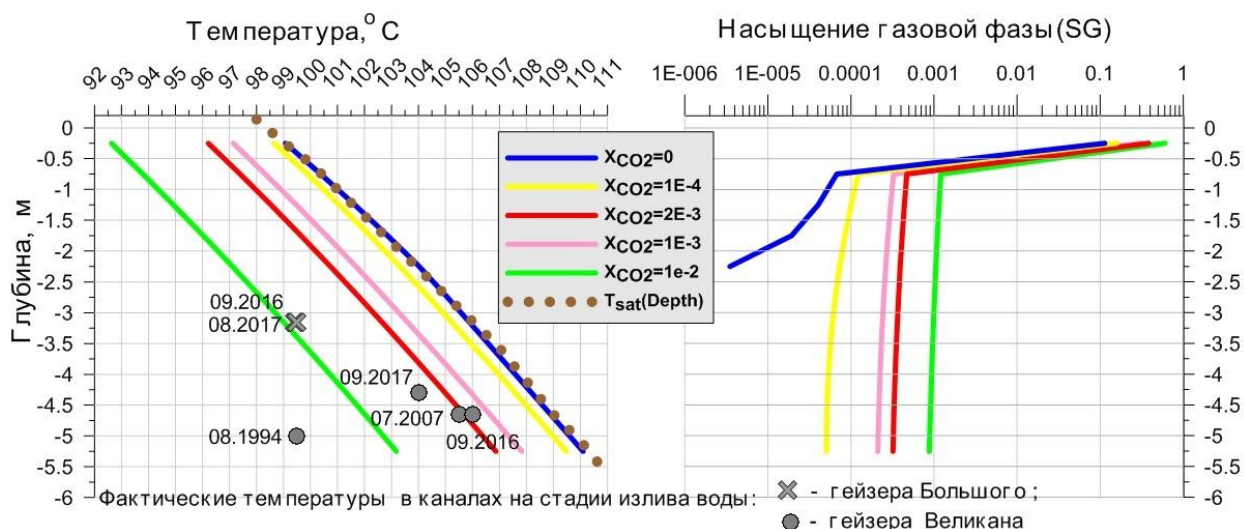


Рис. 1.18. Графики зависимости модельной температуры насыщения и модельного насыщения газовой фазы в канале гейзера Великан при заданных различных значениях массового газосодержания CO_2 .

Выводы по гл. 1

1. TOUGHREACT-моделирование показало, что в трещинной зоне в неизменных риолитовых и дацитовых туфах, слагающих артезианско-вулканогенные бассейны, формирование канала для разгрузки гидротермальной системы возможно. В условиях сквозной напорной восходящей фильтрации высокотемпературных ($> 140^\circ \text{C}$) термальных вод одновременно с растворением вулканического стекла происходит увеличение пористости и проницаемости вблизи канала и образование непроницаемой зоны из гейзерита вокруг восходящего потока термальных вод.

2. Результаты TOUGH2-EOS2-моделирования показали, что для кипения по всей глубине канала и извержения гейзера необходимо присутствие неконденсирующихся газов с величиной массового газосодержания от 0.0001 (0,1 г/л) и больше. Для гейзеров Большого и Великана необходимо массовое газосодержание CO_2 от 1 до 10 г/л.

Глава 2. РЕЗУЛЬТАТЫ МНОГОЛЕТНИХ (2007-2015 ГГ.) ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В ДОЛИНЕ ГЕЙЗЕРОВ

2.1. Методика измерений цикличности гейзеров и оценки скрытой разгрузки гидротермальной системы долины гейзеров

Наблюдения за периодичностью работы гейзеров в Долине Гейзеров начались с момента открытия ее Т. И. Устиновой в 1941 г. – в течение нескольких часов. Посещение Долины другими исследователями (Набоко С.И., Нехорошевым А.С., Виноградовым В.Н., Кононовым В.И., Хаткевичем Ю.М.) сопровождалось также небольшим интервалом времени и наиболее подробными из них были наблюдения С. И. Набоко. В 1962 г. группа гидрогеологов Института вулканологии и Геологического института АН СССР во главе с В. В. Аверьевым наряду с выполненными гидрогеологическими, геотермическими и геохимическими исследованиями, дала краткую характеристику режима гейзеров. В 1969 г. эпизодически режимом гейзеров занимались сотрудники лаборатории гидрогеологии и геотермии Института вулканологии. В 1972 г. были организованы более длительные и автоматически регистрируемые непрерывные измерения активности гейзеров, в 1974 - 1975 гг. они выполнялись уже в течение всего года. Одновременно проводились гидрометеорологические наблюдения: за атмосферным давлением, осадками, уровнем реки, температурой воздуха и воды в реке, влажностью воздуха, скоростью ветра [Сугрובה, 1982].

Во время наблюдений Н. Г. Сугрובовой за периодичностью работы наиболее известных гейзеров использовались регистрирующие приборы-уровнемеры типа Валдай и ГР-38. Продолжительность работы гейзеров фиксировалась на диаграмме. Уровнемеры устанавливались в ручье или лотке, отводившем воду гейзера при изливе воды, или фонтанировании таким образом, чтобы вода при начале излива касалась поплавка прибора. Движение поплавка передавалось барабану, на котором происходила запись уровня при изливе и фонтанировании. Горизонтальная запись самописца на диаграмме соответствует периоду, когда воды на поверхности нет, т. е. стадии наполнения воронки гейзера. Вертикальный подъем линии на диаграмме означает начало стадии фонтанирования. Моменты фонтанирования четко отражены на диаграммах всех гейзеров, поэтому продолжительность цикла наиболее точно определялась по расстоянию между пиками фонтанирования (рис. 2.1).

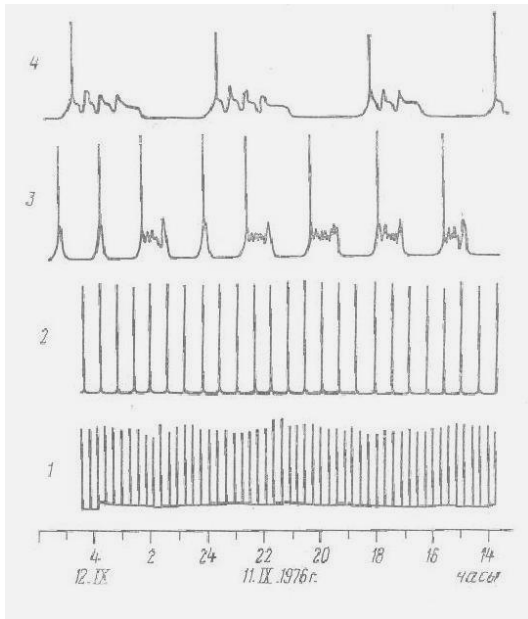


Рис. 2.1. Типичный характер записи режима гейзеров на диаграммах уровнемера Валдай: 1 - Первенец, 2 - Щель, 3 - Большой, 4 – Великан (Сугрובה, 1982).

Начиная с 1996 г. для регистрации периодичности извержений гейзеров использовался авторский способ В. А. Дрознина, заключающийся в следующем. Электрическая цепь информационного канала соединяла контролируемый объект с регистрационной системой. Место разрыва этой цепи размещали в водотоке источника на таком уровне, чтобы цепь замыкалась в активную стадию работы источника и автоматически передавала информацию о длительности активной стадии. Замыкание цепи осуществлялось через термальную воду, обладающую свойством электропроводности благодаря высокой минерализации. По окончании активной стадии уровень воды в водотоке понижался, место разрыва обсыхало, и регистрирующая система фиксировала длительность пассивной стадии в режиме источника. В Долине Гейзеров В. А. Дрозниным было оборудовано два пункта сбора информации: к первому пункту проложены провода от гейзеров Тройной, Малый, Большой, Щель и Великан; на втором пункте регистрировался режим гейзеров Аверьев, Парящий, Великан, Жемчужный, Горизонтальный. Сигнал регистрации замыкания цепи при изливе позволил увеличить объем получаемой информации и ее надежность [Дрознин, 2007] (рис. 2.2).

Несмотря на прекращение целевого финансирования работ в районе Долине Гейзеров с 2005 г., автоматическая регистрация режима гейзеров Большой, Малый и оценка мощности тепловой разгрузки бассейна реки Гейзерной и ручья Водопадного эпизодически продолжалась. В апреле 2007 г. был запущен регистратор режима гейзеров Большой и Малый, работавший и на момент

катастрофы 03.06.2007 г. (В. А. Дрознин. Отчёт о командировке в Государственный Кроноцкий Биосферный заповедник 6-15 июня 2007 года).



Рис. 2.2. Комплект аппаратуры, регистрирующей периодичность извержений гейзеров методом замыкания цепи [Дрознин, 2007].

До 3 июня 2007 г. в пределах долины р. Гейзерной функционировало не менее 57-ми гейзеров. На 13-ти гейзерах проводились систематические наблюдения за циклом активности (Первенец, Тройной, Конус, Малый, Большой, Щель, Фонтан, Великан, Жемчужный, Горизонтальный, Розовый Конус, Бурлящий, Восьмерка) и установлена их периодичность [Сугробов и др., 2009]. После катастрофического оползня 3.06.2007 г. был возобновлен мониторинг гидрогеологического режима на основных режимных гейзерах и источниках, и Подпрудном озере-1 [Кирюхин и др., 2009; Кирюхин, Рычкова, Дубинина, 2015]. Для этого использовались современные высокоточные технические средства фирмы НОВО – логгеры температуры и давления, логгеры электропроводности раствора.

Современная инструментальная база обеспечила получение непрерывного ряда данных по температуре, барометрическому давлению и электропроводности раствора, необходимых для регистрации уровня Подпрудного озера-1 и оценки скрытой разгрузки гидротермальной системы. Кроме того, проводился мониторинг газогидрохимических параметров разгрузки теплоносителя и мониторинг изотопного состава (δD , $\delta^{18}O$) гидротермального флюида.

Методика измерений цикличности гейзеров. Для регистрации периодичности извержений гейзеров Великан и Большой, начиная с июля 2007 г.,

использовались температурные логгеры НОВО U12-015. Запись температурных логгеров программировалась с интервалом 5 мин., логгеры устанавливались в каналах гейзеров на уровне изливающейся воды (рис. 2.3), что позволило однозначно определить время извержения гейзеров по абсолютному максимуму температуры перед ее абсолютным минимумом на интервале цикла извержения-покоя (рис. 2.4). Такие же температурные логгеры, прикрепленные к металлическим трубам, или на тросе с утяжелителем, использовались для регистрации температуры в каналах гейзеров.



Рис. 2.3. Установка температурного логгера НОВО U12-015 в ванну гейзера Большой для мониторинга режима его извержений.

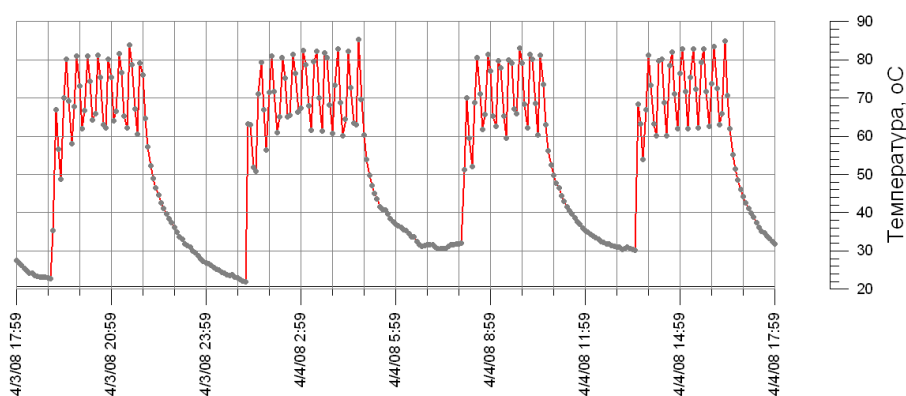


Рис. 2.4. Результаты измерения периода гейзера Великан с использованием логгера U12-015, регистрирующего температуру на его изливе (частота записи 5 мин.).

Методика регистрации уровня Подпрудного озера-1. Для регистрации уровня Подпрудного озера-1 использована пара логгеров давления НОВО WATER LEVEL LOGGER U20-001-04 с установленным интервалом

измерений 20-30 мин. Один из логгеров непосредственно регистрировал атмосферное давление. А другой был установлен в озере, и регистрировал суммарное давление столба воды над ним и атмосферного давления (рис. 2.5). Относительный уровень озера определялся по разнице записей давления на двух логгерах.



Рис. 2.5. Установка двух логгеров давления U20-001-04 для контроля уровня Подпрудного озера-1: один - в озере, другой - на берегу.

Методика оценки скрытой разгрузки гидротермальной системы Долины Гейзеров. Тепловая мощность (W , МВт) и величина расхода разгрузки термальной глубинной компоненты (Q_d , кг/с) являются главными характеристиками гидротермальной системы. До катастрофического оползня суммарная термальная разгрузка гидротермальной системы (Q_d , кг/с) была рассчитана В. М. Сугробовым в 1989 г. [Сугробов и др., 2009] и оценена в 315 л/с. В основе метода лежит определение поступления и выноса рекой химически устойчивого компонента высокотемпературной воды (в данном случае хлора). Концентрация хлора в термальной воде в устье реки намного превышает его содержание в реке до зоны термальной разгрузки. Расход хлора рассчитывался по содержанию хлора в устьевой части р. Гейзерной и ее расходу. Расход определялся путем измерения скорости гидрологической вертушкой и поперечного сечения реки. Так как в верховье реки содержание хлора в воде очень низкое (около 0,7 мг/л), было принято, что практически весь хлор в устье поступает с разгружающейся термальной водой. Тогда расход разгрузки термальной глубинной компоненты (Q_d , кг/с) рассчитывался путем деления вычисленного расхода хлора на концентрацию хлора в термальной воде. Так, в

сентябре 1989 г. расход р. Гейзерной составил 3 340 л/с. Содержание хлора в речной воде равно 85 мг/л. Отсюда следует расход (вынос) хлора в 283 900 мг/с. Максимальное содержание хлора в разгружающейся термальной воде в виде кипящих источников и гейзеров достигает 900 мг/л. Поэтому общий расход (разгрузка) термальной воды составил: $283\,900 \text{ мг/с} : 900 \text{ мг/л} = 315 \text{ л/с}$. В эту величину вошла и видимая разгрузка, то есть сумма дебитов источников и гейзеров (около 100 л/с).

После катастрофического оползня, начиная с сентября 2007 г., разгрузка термальной глубинной компоненты (Q_d) для Долины Гейзеров вычислялась тем же методом подсчета [Fournier, R., 1989; Сугробов и др., 2009] по формуле (3), полученной из соотношений массового баланса [Кирюхин и др., 2015]:

$$Q_d = \frac{Q_r \cdot (Cl_r - Cl_b)}{Cl_d} \quad (3),$$

где Q_d - термальная глубинная компонента (скрытая разгрузка гидротерм), кг/с; Q_r – расход реки, (кг/с); Cl_r - концентрация хлора в речной воде (мг/л); Cl_b – фоновая концентрация хлора в метеорной воде (от 1 до 2 мг/л); Cl_d - концентрация хлора в глубинной воде гидротермальной системы (материнский флюид, мг/л), оценивается по максимальному значению содержания хлора в термальных источниках (для Долины Гейзеров 900 мг/кг). Расход хлора оценивается как $Q_r \cdot (Cl_r - Cl_b)$ и связывается с глубинной компонентой термальных источников через концентрацию хлора в глубинной воде Cl_d . Хлоридный метод автоматически компенсирует кипение и разбавление термальных вод.

Разгрузка термальной глубинной компоненты измерялась непосредственно на входе в озеро Подпрудное (створ "Щель") и выходе из него (створ "Плотина") (рис. 2.6). Величина скрытой разгрузки гидротерм оценивалась на наблюдательном створе "Плотина".

Исходя из формулы (3), для расчета термальной глубинной компоненты необходимо значение расхода реки, которое в 2008-2009 гг. определялось с использованием гидрометрической вертушки ГР-55 на створах "Плотина" и "Щель" (рис. 2.6, 2.7) с параллельным отбором проб воды для определения концентрации Cl-иона. В дальнейшем, установив зависимость между уровнем Подпрудного озера-1 и расходом реки Гейзерной, была выведена расчетная

формула для определения расхода реки по уровню озера. Для этого, во время непрерывных наблюдений за уровнем озера был сделан ряд дискретных измерений расхода реки, а затем построен график зависимости расхода реки от уровня воды в озере (рис. 2.8) и найдена расчетная формула (4) [Кирюхин и др., 2009]:

$$Q_r = 0.08954916561 * H + 0.9240110356 \quad (4),$$

где: Q_r – расход р. Гейзерной, m^3/c ; H – уровень озера, см.



Рис. 2.6. Аэроснимок Подпрудного озера-1. Красные точки показывают позицию гейзеров Большой (N28) и Великан (N 23), точки Плотина и Щель - места замера расхода на входе и выходе реки Гейзерной из озера Подпрудное, черный треугольник – место замера уровня озера Подпрудное.



Рис. 2.7. Гидрометрические наблюдения на р. Гейзерной на створах "Плотина" и "Щель+100".

Начиная с мая 2012 г., для непрерывной оценки изменения Cl^- -иона и, соответственно, динамики изменения величины термальной разгрузки

гидротермальной системы, были использованы логгеры НОВО-U24-001. Логгер для непрерывной записи электропроводности раствора (интервал записи 20 мин., диапазон измерений 0 – 10000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) был откалиброван по значениям хлор-иона, определенным в трех пробах, отобранном из р. Гейзерной на Нижнем створе (20.04.2012, 8.05.2012, 24.08.2012) и устанавливался на створе "Плотина". Это позволило непрерывно определять Cl_r . Расход реки Гейзерной (Q_r) на этом же створе непрерывно определялся зависимостью (описанной выше) между уровнем Озера (регистрирующегося в автоматическом режиме) и рекой Гейзерной. С 2017 г. дополнительно использовался переносной расходомер Mainstream 400 P.

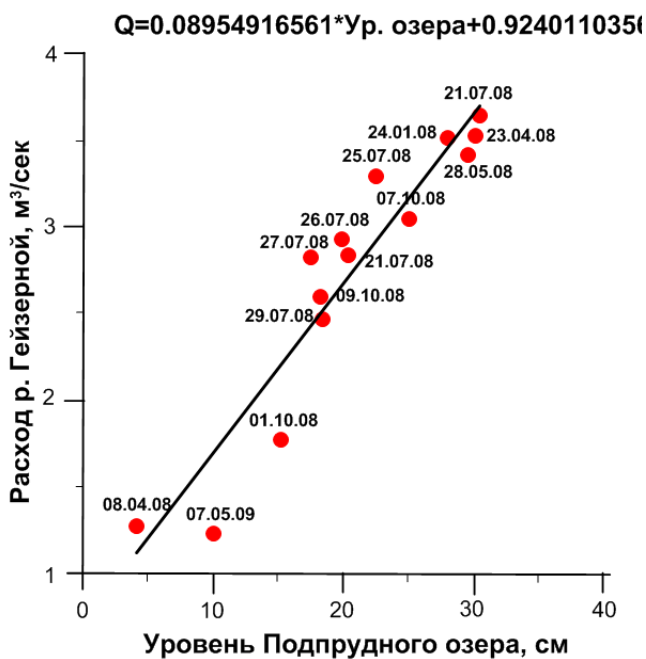


Рис. 2.8. График зависимости расхода реки Гейзерной от уровня воды в озере Подпрудном.

Тепловая мощность гидротермальной системы W , МВт, являющаяся самой главной ее характеристикой, линейно связана с расходом разгрузки термальной глубинной компоненты через энтальпию глубинного теплоносителя (H , кДж/кг) и выражается формулой (5) [Сугробов и др., 2009]:

$$W = Q_d \cdot H \quad (5),$$

где: Q_d - термальная глубинная компонента, кг/с; H - энтальпия глубинного теплоносителя, кДж/кг. По данным геотермометрии [Kiryukhin et al., 2012] энтальпия глубинного теплоносителя принимается равной 900 кДж/кг и среднее значение тепловой мощности разгрузки гидротермальной системы (W) оценивается в 194 МВт.

2.2. Цикличность Гейзерной гидротермальной системы. По подсчетам Сугрובה В. М., общий расход термальной разгрузки гидротермальной системы Долины Гейзеров в 1989 г. в устье р. Гейзерной составлял 315 л/с. Это самый крупный, известный на Камчатке, естественный вынос на поверхность высокотемпературной воды [Сугроров и др., 2009].

Новый этап наблюдений за изменением параметров гидротермальной системы начался после оползня 03.06.2007 г. Спустя год после начала исследований гидрогеологического режима гидротермальной системы, была установлена зависимость изменения разгрузки гидротерм (по хлор-иону) от уровня озера (рис. 2.9). При повышении уровня в Подпрудном озере-1 скрытая разгрузка гидротерм в целом уменьшалась.

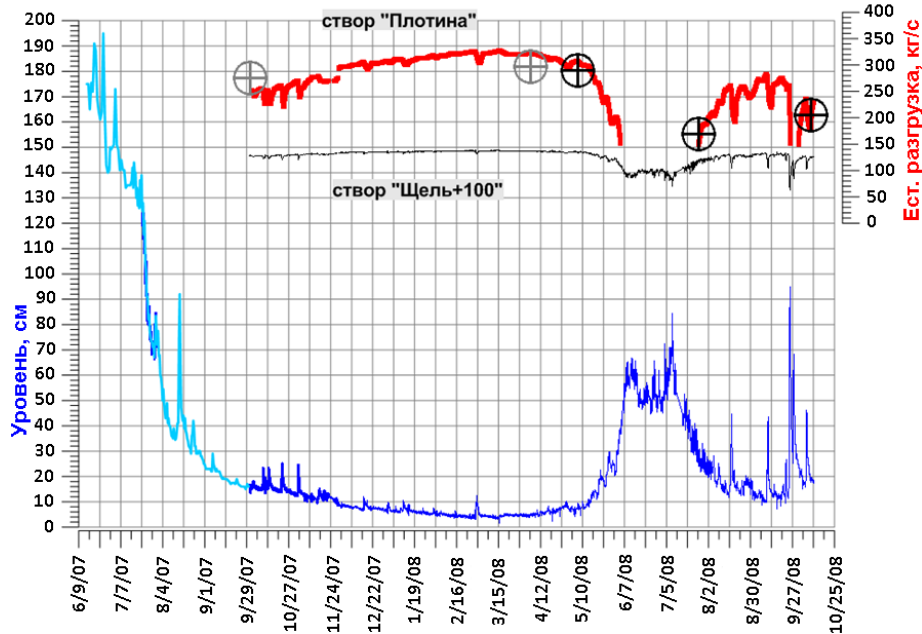


Рис. 2.9. Изменение относительного уровня озера (нижняя линия) и расчетной естественной разгрузки гидротерм на створах «Плотина» (верхняя жирная линия) и «Щель» (тонкая линия в средней части рисунка). Разгрузка гидротерм рассчитана по хлор-иону после оползня 3 июня 2007 г. Кружки с крестами соответствуют времени проведения гидрометрических наблюдений и времени отбора проб воды для определения содержания Cl.

Оценка разгрузки термальной глубинной компоненты гидротермальной системы Долины Гейзеров после 2007 г. выполнялась хлоридным методом, описанным в Главе 2. Разгрузка термальной глубинной компоненты измерялась непосредственно на входе в озеро Подпрудное (створ "Щель") и выходе из него (створ "Плотина"). С момента, когда стал использоваться логгер электропроводности - только на створе "Плотина". Всего за период наблюдений с

2007 г. по сентябрь 2013 г. на нижнем створе выполнено 19 прямых измерений (табл. 2.1).

Таблица 2.1. Оценка расхода разгрузки гидротерм хлоридным методом на створе «Плотина».

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

Примечание: расчеты тепломассопотоков выполнялись Кирюхиным А.В., гидрометрические измерения – А.В. Кирюхиным, Рычковой Т.В., Черных Е.В., химический анализ – Марыновой В.К., Карташовой Е.В, Дунин-Барковской В.В., О.В. Шульгой в ЦХЛ ИВМС ДВО РАН. Q_r – расход р. Гейзерной, кг/с, T – температура воды в р. Гейзерной, °C, Cl_r – концентрация хлор-иона в р. Гейзерной, мг/кг, Q_{Cl} – массовый расход хлор-иона, г/с, Q_d – расход разгрузки гидротерм, кг/с, W – тепловая мощность разгрузки гидротерм, МВт. Примечание: при расчетах концентрация хлор-иона в родительском флюиде принималась равной 900 мг/кг, энтальпия – 900 кДж/кг.

За это время средняя величина зафиксированной хлоридным методом термальной разгрузки на створе «Плотина» составила 215 кг/с (рис. 2.10.а). Рисунок 2. 10.б наглядно показывает, что расход термальной глубинной составляющей разгрузки гидротермальной системы характеризуется локальным минимумом в период весенне-летнего паводка (май-июнь).

Исходя из формулы (5), где $W = Q_d \cdot H$, среднее значение тепловой мощности видимой разгрузки гидротермальной системы (W) оценивается в 194 МВт.

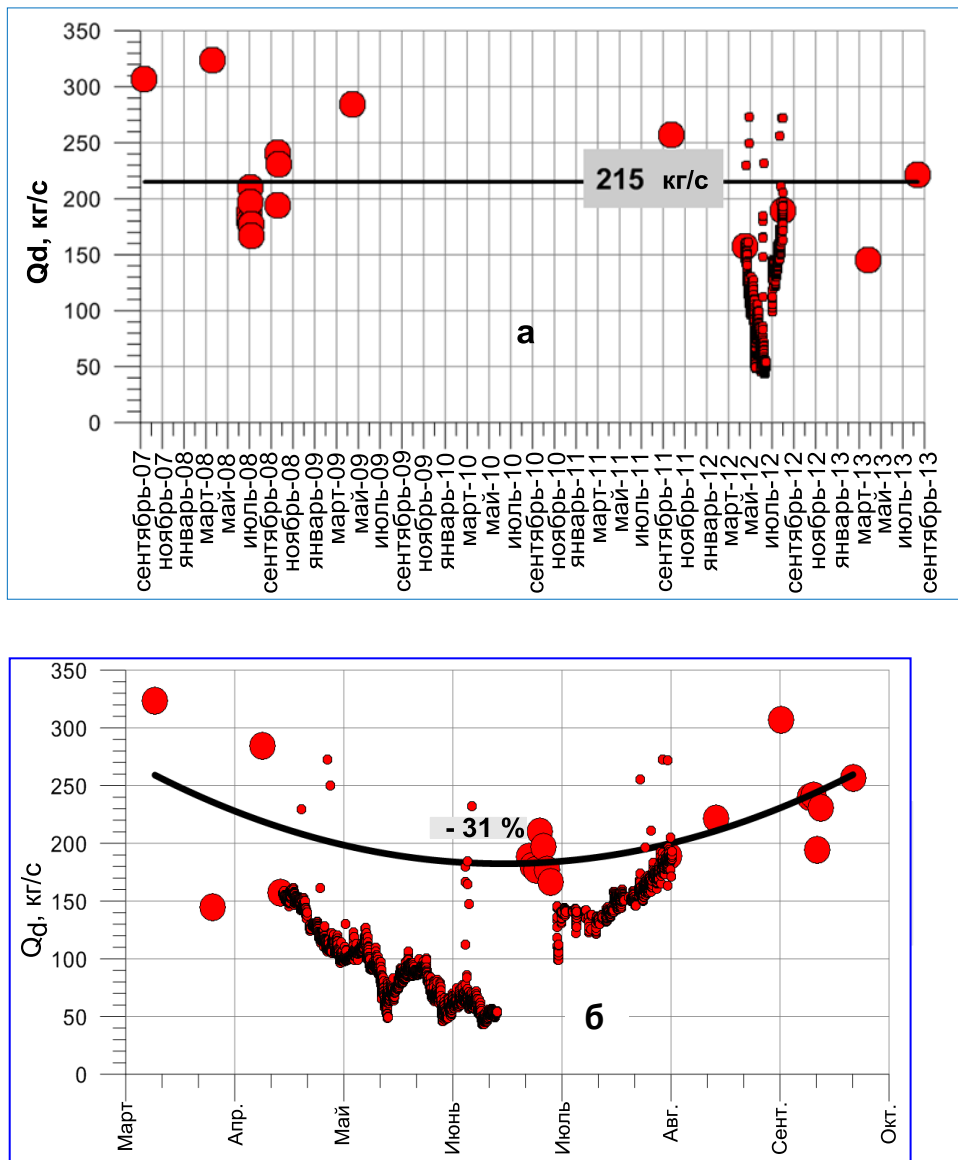


Рис. 2.10. Изменение разгрузки термальной глубинной компоненты (Q_d , кг/с) по данным измерений на створе «Плотина»: а) – в реальном времени, б) – в годовом гидрологическом цикле. Большими кружками показаны прямые измерения, маленькими кружками – расчетные значения по данным непрерывных записей проводимости на створе «Плотина» с использованием логгера НОВО U24-001.

2.3. Мониторинг газогидрохимических параметров разгрузки теплоносителя. Для осуществления мониторинга газогидрохимического режима гидротермального резервуара выбраны в первую очередь кипящий источник Аверий, имеющий самую высокую и стабильную величину разгрузки на Нижне-Гейзерном участке (около 12 кг/с) и гейзер Великан - самый мощный гейзер в Долине Гейзеров [Kiryukhin et al., 2012]. Кроме того, в список пунктов мониторинга включены крупные горячие и кипящие источники и гейзеры на различных участках гидротермальной системы: Первенец, Большой, Трубы, Верхний, Хлоридный, N16 и N17 (кипящие источники, обнаруженные после

оползня 3.06.2007), 56 – Кислый Котел, М – Младенец (Крепость), N 37 – кипящий источник на урзе озера, возникший после оползня приблизительно на месте Артефакта (2011 г.) (рис. 2.11).

По всем указанным источникам осуществлялось газогидрохимическое опробование и отбор проб на анализ изотопного состава воды с целью диагностики и анализа состояния гидротермального резервуара. В 2012 г. опробованы также дополнительно гейзер Бурлящий, источники в верховьях ручьев Горячий и Теплый, и источник в зоне отрыва оползня 2007 г.

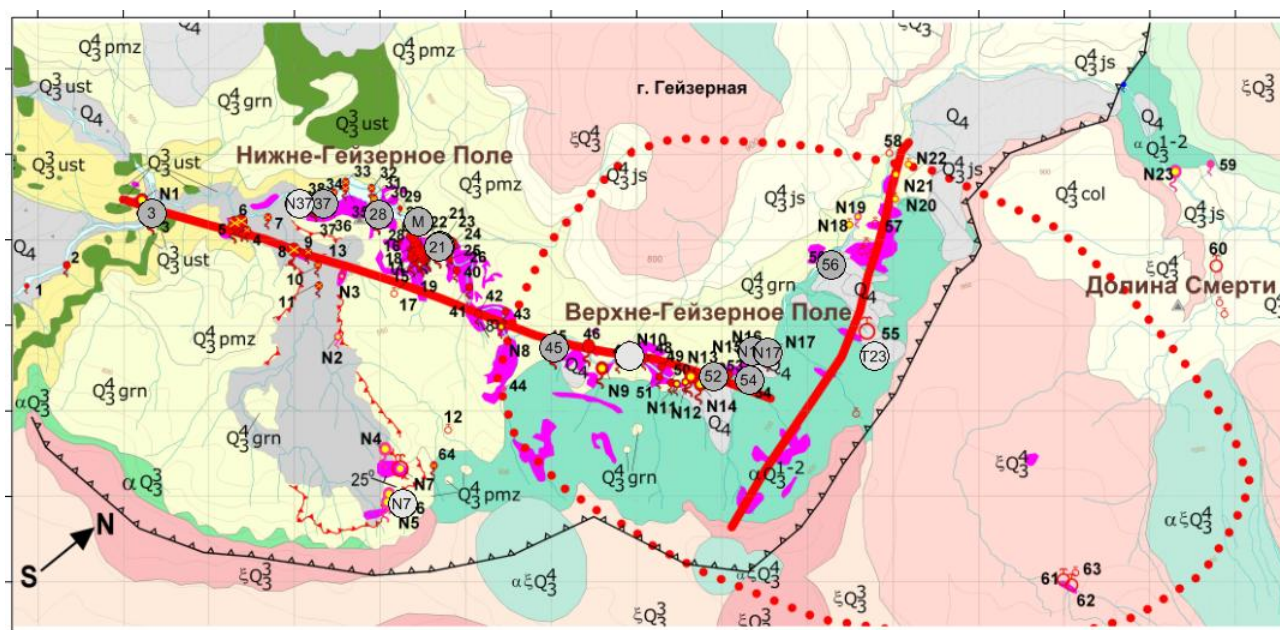


Рис. 2.11. Пункты мониторинга гидрогеологического режима гейзеров и горячих источников Долины Гейзеров в 2012 г. [Кирюхин, Рычкова, Дубинина, 2015].

Серыми кружками с номерами внутри показаны основные пункты мониторинга: 3 – Первенец, 28 – Большой, 21 – Аверий, 23 – Великан, 45 – Трубы, 52 – Верхний, 54 – Хлоридный, N16 и N17 – кипящие источники (обнаруженные после оползня 3.06.2007), 56 – Кислый Котел, М – Младенец (Крепость), N37 – кипящий источник на урзе озера, возникший после оползня приблизительно на месте Артефакта (2011). Светлыми серыми кружками показаны дополнительные точки опробования: T23 – источник в верховьях р. Теплый, N7 – источник в зоне отрыва оползня, N37 – кипящий источник на урзе озера, (возникший после оползня и переместившийся в 2012 г. приблизительно на место гейзера Скалистого); без номера – пульсирующий высокодебитный источник в месте впадения р. Игрушка в р. Гейзерную. Яркие лиловые пятна – термоаномалии, выявленные в результате инфракрасной съемки 2010 г. Условные обозначения, использованные на карте, соответствуют рис. 1.7, названия гейзеров и горячих источников соответствуют таблице 1.1.

Пробы воды, отобранные из горячих источников и каналов гейзеров, были проанализированы в Центральной лаборатории ИВиС ДВО РАН (для определения Na, K, Ca и Mg использовался спектрометр SOLARM, для определения SiO₂ и

NH₄ - спектрометр UVmini-2140, HCO₃ и CO₃ анализировали с использованием титрования, стандартный рН-метр «Анион» использовался для определения рН).

Разгрузка гейзеров и горячих источников в Долине Гейзеров представлена субщелочными низкоминерализованными хлоридно-натриевыми водами. Данные по химическому составу до катастрофического оползня и по результатам опробования в 2010 - 2016 гг. [Kiryukhin et al. 2012; Кирюхин и др., 2015; Kiryukhin, 2016; Kiryukhin, Sugrobov, , 2018] приводятся в таблицах 2.2; 2.3; 2.4; 2.5; 2.6, 2.7, 2.8 и 2.8а.

За период наблюдений с 2007 (после обвала-оползня и образования Подпрудного озера-1) по 2013 гг. обнаружено разбавление по Cl-иону (по сравнению с данными до 2007 г.) для гейзеров Большого и Великана на 23% и 12% соответственно (рис. 2.12). Также обнаружено снижение концентрации гидрокарбонат-иона для гейзеров Большого, Великана и Первенца (рис. 2.12а), и увеличение температуры по химическим геотермометрам K-Na [Fournier, 1977] для гейзера Великана (2.12б).

После схода селя и образования Подпрудного озера-2 (03.01.2014 г.), изменения гидрохимических параметров выражались в увеличении рН для гейзеров Вликана и Большого; дальнейшей пониженной концентрации HCO₃ (рис. 2.12б), росте температуры по химическому K-Na геотермометру (2.12.в) для гейзеров Большого, Великана и Первенца; и дальнейшем снижении концентрации Cl-иона для гейзера Великана (рис. 2.12а).

Все обсуждаемые пробы взяты в период с августа по октябрь, поэтому они не отражают возможные сезонные изменения в течение годового гидрологического цикла. Сравнение результатов химических анализов проб воды, отобранных из гейзера Великан в апреле и сентябре 2013 г. (каждый раз отбирались по три пробы) показывает некоторое уменьшение хлор-иона и увеличение сульфат-иона в пробах, отобранных в апреле, по сравнению с пробами, отобранными в сентябре (табл. 2.6, номер гейзера – 23). Это может отражать сезонные вариации глубинной составляющей разгрузки гидротермальной системы в течение годового цикла (рис. 2.10 б).

Таблица 2.2 [Kiryukhin et al., 2012]. Химический состав (в мг/л) горячих источников и гейзеров до катастрофического оползня 3.06.2007 [В.М. Сугробов и др., 2009]. T_{SiO_2} и T_{Na-K} – химические геотермометры ($T_{SiO_2} = 1309 / (5.19 - \text{LOG}_{10}(\text{SiO}_2)) - 273$ и $T_{Na-K} = 855.6 / (\text{LOG}_{10}(\text{Na/K}) + 0.8573) - 273$ [Fournier, 1981]).

№ источника/гейзера	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻ +CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	B	SiO ₂	T-Na-K	T-SiO ₂
23 (Великан)	831.0	76.5	154.0	572.0	55.0	23.0	18.2	263.2	183	200
3 (Первенец)	440.0	70.6	115.0	330.0	26.0	18.0	11.4	192.5	163	178
5 (Тройной)	659.0	77.6	138.0	460.0	46.0	13.0	18.0	248.7	188	195
36 (Конус)	596.0		125.0	436.0	32.0	16.0	15.4	169.4	157	169
29 (Малый)	567.0	73.7	106.0	412.0	25.0	14.0	13.8	187.5	139	176
28 (Большой)	794.0	59.1	163.0	555.0	37.0	23.0	22.0	231.2	148	190
65 (Щель)	823.0	60.8	144.0	546.0	44.0	18.0	16.8	230.0	166	190
19 (Фонтан)	780.0	68.6	92.0	488.0	57.0	18.0	20.0	173.8	205	171
25 (Жемчужный)	868.0	79.0	154.0	660.0	51.0	22.0	26.1	291.2	161	207
26 (Горизонтальный)	809.0	64.0	131.0	541.0	57.0	19.0	19.8	228.8	193	189
40 (Розовый Конус)	702.0	69.6	106.0	482.0	36.0	18.0	17.7	223.1	158	188
46 (Бурлящий)	486.0	54.6	115.0	345.0	20.0	23.0	13.1	179.8	136	171
63 (Восьмерка)	702.0	63.3	144.0	482.0	29.0	30.0	21.0	238.1	139	192

Таблица 2.3 [Kiryukhin et al., 2012]. Химический состав (в мг/л) горячих источников и гейзеров после катастрофического оползня 3 июня 2007 г. Пробы отобраны А.В. Кирюхиным (сентябрь 2010 г.), проанализированы Л.Н. Гарцевой в ЦХЛ ИвИС ДВО РАН. T_{SiO_2} и T_{Na-K} – химические геотермометры [Fournier, 1981].

№ источника/гейзера	pH	Cl ⁻	F ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ²⁺	NH ₄ ⁺	SiO ₂	T-Na-K	T-SiO ₂
N 17	8.79	562.7	1.48	25.6	0.9	110.4	400.2	30.0	19.2	1.0	0.9	317.7	159	214
56 (Кислый Котел)	6.33	1.4	<0.18	108.0	0.0	67.2	26.6	12.4	41.7	3.9	0.3	217.6		
N 16	8.29	511.2	<0.18	65.9		164.2	393.4	29.1	13.6	3.9	0.9	308.3	157	212
54 (Хлоридный)	8.71	642.6	<0.18	26.8	0.9	102.7	440.8	36.8	21.6	0.7	0.9	322.7	169	215
52 (Верхний)	8.94	494.1	0.69	51.9	2.8	175.1	377.4	23.1	14.8	5.4	0.6	282.3	140	205
45 (Трубы)	9.34	158.4	0.69	154.9	13.8	145.9	218.2	9.7	3.2	2.9	0.6	247.4	114	195
59 (Неожиданный)	5.83	1.1	<0.18	323.3		134.9	26.0	3.8	106.8	26.8	0.2	116.9		
21 (Аверий)	8.76	846.4	1.73	58.6	1.8	134.9	568.2	48.0	16.8	7.8	0.1	290.5	170	207
23 (Великан)	8.34	794.4	1.3	45.1	0.6	171.4	554.4	49.8	18.0	6.8	0.3	303.4	176	210
М (Младенец)	8.28	692.2	1.3	45.1	0.6	218.9	508.2	29.3	16.0	6.1	1.2	243.3	135	194
3 (Первенец)	8.72	465.7	1.05	61.0	0.9	142.2	342.1	23.5	20.8	5.4	1.6	220.0	150	187

Таблица 2.4 [Кирюхин и др., 2015]. Химический состав (в мг/л) горячих источников и гейзеров в 2011 г. Пробы отобраны А.В. Кирюхиным (октябрь 2011 г.), проанализированы Л.Н. Гарцевой, Соловьевой Н.А., Дунин-Барковской В.В. в ЦХЛ ИВиС ДВО РАН. T-SiO₂ и T-Na-K – химические геотермометры [Fournier, R.O., 1981].

№ источника/гейзера	pH	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	NH ₄ ⁺	H ₃ BO ₃	SiO ₂	T-Na-K	T-SiO ₂
N 16	9.6	447.3	153.6	340.4	24.2	13.6	<0.1	24.7	183.6	153.6	174.3
N 17	9.4	497.0	134.0	381.3	24.8	18.0	<0.1	66.7	158.8	145.6	164.9
54 (Хлоридный)	9.4	600.0	115.2	397.2	35.2	18.8	<0.1	29.7	260.0	175.0	198.7
52 (Верхний)	9.6	454.4	163.2	363.2	22.4	16.8	<0.1	50.7	208.4	140.9	182.9
45 (Трубы)	10.4	127.8	144.0	208.4	9.1	3.6	<0.1	0.3	214.2	112.9	184.8
23 (Великан)	8.9	781.0	163.2	545.2	47.2	21.6	<0.1	101.3	175.7	172.6	171.4
21 (Аверий)	9.5	795.2	153.6	554.3	46.2	22.4	<0.1	32.1	180.2	168.9	173.1
М (Младенец)	6.7	681.6	230.4	528.1	29.9	24.1	<0.1	37.1	214.7	133.6	185.0
28 (Большой)	9.1	667.4	144.0	460.0	28.7	24.5	<0.1	12.4	139.2	141.9	156.7
N 37	9.0	497.0	134.4	344.8	17.0	27.7	<0.1	56.9	102.9	122.3	138.9
3 (Первенец)	9.1	461.5	144.0	335.8	24.5	24.5	<0.1	26.0	171.6	156.0	169.9

Таблица 2.5 [Кирюхин и др., 2015]. Химический состав (в мг/л) горячих источников и гейзеров в 2012 г. Пробы отобраны А.В. Кирюхиным (август 2012 г.), проанализированы Дунин-Барковской В.В., О.В. Шульгой в ЦХЛ ИВиС ДВО РАН. T-SiO₂ и T-Na-K – химические геотермометры [Fournier, R.O., 1981].

№ источника / гейзера	pH	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	NH ₄ ⁺	H ₃ BO ₃	SiO ₂	T-Na-K	T-SiO ₂
N16	8.9	469	154	362	26	15	<0.1	68	377	154.6	227.8
N17	8.9	533	154	390	29	17	<0.1	82	401	157.8	233.0
54	7.9	695	106	470	49	14	<0.1	113	55	192.2	106.5
52	9.1	479	173	360	28	20	0.4	32	182	162.1	173.8
45	9.7	533	154	390	29	17	<0.1	82	401	157.8	233.0
23	8.5	780	288	482	49	22	2	117	229	189.4	189.5
21	8.7	880	146	598	52	20	<0.1	88	242	173.1	193.5
М	8.5	660	192	489	33	24	2.3	91	85	148.9	128.5
28	8.8	660	192	489	33	24	2.3	91	85	148.9	128.5
N37	6.5	543	96	354	18	23	<0.1	68	317	124.8	213.8
3	8.8	461	230	377	44	22	1.25	70	172	204.9	170.1
Дополнительное опробование в 2012 г.											
56	6.8	3	65	21	11	30	<0.1	<0.6	319		214.3
Исток р. Горячий	7.5	14	20	15	3	12	<0.1	<0.6	132		153.5
Исток руч. Теплый	6.7	0	44	15	3	8	<0.1	<0.6	135		154.8
46	8.4	449	269	393	15	25	<0.1	69	220		186.7
Зона отрыва оползня	7.4	3	1	7	2	2	<0.1	<0.6	58		109.0

Таблица 2.6 [Кирюхин и др., 2015]. Химический состав (в мг/л) горячих источников и гейзеров в 2013 г. Пробы отобраны А.В. Кирюхиным (сентябрь 2013 г.), проанализированы в ЦХЛ ИвиС ДВО РАН. Т-SiO₂ и Т-Na-K – химические геотермометры [Fournier, R.O., 1981].

№ источника/ гейзера	pH	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	NH ₄ ⁺	H ₃ BO ₃	SiO ₂	T-Na-K	T-SiO ₂
N16	9.2	411	183	289	33	3	0.9	96	158	201.4	164.5
N17	8.9	496	93	342	35	5	0.9	73	141	191.4	157.3
54	8.9	638	83	408	42	7	1.0	116	152	191.8	162.1
52	Источник недоступен из-за высокой воды в р. Гейзерной										
45	Источник недоступен из-за высокой воды в р. Гейзерной										
23	8.6	792	141	537	60	12	1.6	84	139	199.3	156.7
21	8.9	869	145	571	60	12	0.6	91	151	193.8	161.6
M	8.5	674	296	552	45	10	1.3	93	143	166.7	158.4
28	8.8	691	135	486	42	11	1.4	89	148	172.5	160.3
N37	Источник исчез										
3	8.3	468	137	378	37	8	1.2	64	143	185.1	158.1
Дополнительное опробование в 2013 г											
56	7.0	1	84	34	12	18	1.4	6	224	375.0	187.9
46	8.6	411	238	319	17	5	1.1	74	141	129.5	157.3
23*	8.4	775	200	519	81	23	1.8	93	162	240.5	166.2
Грот	9.0	716	121	507	53	7	1.1	74	69	191.5	117.5

Примечание: * - проба воды, отобранная в апреле 2013 г.

Таблица 2.7 [Kiryukhin., 2016]. Химический состав (в мг/л) горячих источников и гейзеров в 2014 г. Пробы отобраны А.В. Кирюхиным, проанализированы А.А. Кузьминой, В.В. Дунин-Барковской, О.В. Шульгой, С.В. Сергеевой в ЦХЛ ИвиС ДВО РАН. №№ гейзеров/источников соответствуют таблице 1.1.

Дата	№ источника / гейзера	pH	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	NH ₄ ⁺	H ₃ BO ₃	SiO ₂ p.
04.09.2014	23	8.6	67	2	766	231	566	59	14	< 0,05	1.6	115	297
04.09.2014	20	8.7	70	7	709	135	492	61	19	0	0.4	72	400
04.09.2014	28	8.8	54	9	695	154	468	45	24	0	1.3	78	332
04.09.2014	21	8.9	52	20	869	173	582	68	25	< 0,05	0.1	101	538
06.09.2014	45	9.7	121	59	142	77	216	8	2	0	0.2	19	283
06.09.2014	25	8.5	59	8	787	192	570	57	16	< 0,05	0.7	89	284
06.09.2014	46	8.9	41	12	408	231	356	20	20	< 0,05	0.6	56	160
06.09.2014	51	4.4	2		301	192	207	51	23	4	1.9	55	189
06.09.2014	47	8.9	48	13	567	231	460	22	35	3	0.6	79	238

Таблица 2.7 (продолжение)

07.09.2014	65	8.0	40		72	67	57	5	20	5	0.1	11	54
27.04.2014	20	8.5	55	5	716	110	487	47	6	<0,1	<0.002	<0,28	242
28.04.2014	23	8.5	55	4	808	192	590	56	7	0	<0.002	106	183
28.04.2014	23	8.9	41	18	787	196	590	73	3	0	<0.002	101	149

Таблица 2.8 [Kiryukhin, Sugrovov, , 2018]. Химический состав (ppm) горячих источников и гейзеров в 2015 году. Пробы отобраны А.В. Кирюхиным непосредственно из гейзерных каналов, проанализированы в ЦХЛ ИВиС ДВО РАН.

Дата	№ источника / гейзера	pH	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	NH ₄ ⁺	H ₃ BO ₃	T-SiO ₂
27.07.2015	23А	9.3	23	17	837	173	587	81	3		0.9	124	566
27.07.2015	28	6.7	77		802	163	555	39	31	0.3	0.7	103	417
27.07.2015	20	8.8	29	8	709	173	502	58	5		2.0	97	404
27.07.2015	23	6.7	53		808	178	530	73	28		2.5	133	335
27.07.2015	SH	6.3	38		837	158	491	47	37	4.0	35.0	228	286
01.09.2015	23	8.9	49	8	748	192	517	69	20	0.6	0.6	108	
02.09.2015	28	8.6	46	6	610	192	447	37	22		0.7	80	
02.09.2015	28	8.9	33	13	709	192	495	41	24	2.4	0.8	102	
02.09.2015	28	8.9	33	10	709	192	522	41	22		0.9	96	
02.09.2015	21	9.2	34	20	709	172	500	66	22	2.4	0.7	117	
02.09.2015	20	8.9	46	10	709	204	517	52	22		1.0	96	
02.09.2015	3	9.1	48	10	472	204	364	32	22	0.2	0.4	59	
02.09.2015	G-Rv	7.4	23		76	67	55	6	15	3.3		9	
03.09.2015	45	9.6	104	10	134	134	178	10	4	0.0	0.5	193	
03.09.2015	G-Lake2	6.8	22		1	38	5	1	15	3.6			
03.09.2015	50	5.9	6		404	231	321	15	18	16.0			
03.09.2015	47	9.2	18	15	560	222	436	30	22			100	
03.09.2015	46	7.0	44		128	288	181	16	16		1.2		

Примечание: 1) G-Rv-устье р. Гейзерной, G-Lake2 - выход реки Гейзерной из Подпрудного озера-2, SH- гейзер Шаман (кальдера Узон); 2) SIO₂ t - общая концентрация SiO₂ (в коллоидной форме и растворе).

Таблица 2.8а [Kiryukhin, Sugrobov, 2018]. Химический состав (ppm) горячих источников и гейзеров в 2016 году. Пробы отобраны А.В. Кирюхиным непосредственно из гейзерных каналов, проанализированы в ЦХЛ ИВиС ДВО РАН. №№ гейзеров/источников соответствуют таблице 1.1.

Дата	№ источника / гейзера	pH	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	NH ₄ ⁺	H ₃ BO ₃	T-SiO ₂
23.04.2016	3	7.5	55		479	125	364	26	13	0.3	1.3	56	366
23.04.2016	23	7.8	61		740	154	546	75	12	0.3	1.3	95	440
23.04.2016	28	8.2	55		650	154	463	47	13	0.1	1.3	84	387
31.08.2016	3	8.5	56	5	444	125	336	34	8	0.1	1.0	62	398
01.09.2016	23	9.1	67	3	724	144	517	59	3	0.1	1.3	93	588
01.09.2016	23А	9.2	37	24	749	154	536	69	5		0.7	88	420
01.09.2016	21	9.1	40	19	750	144	520	56	0		0.6	99	416
01.09.2016	28	8.9	38	13	664	144	472	40	1	0.1	1.0	70	399
01.09.2016	20	8.8	49	9	666	144	469	48	4		0.7	82	451
01.09.2016	N 37	8.1	62		479	115	340	30	0	0.3	1.3	71	357
01.09.2016	23	8.8	54	9	721	163	516	60	3	0.1	0.9	82	535
01.09.2016	28	8.9	53	11	646	144	487	41	1	0.1	1.0	71	398

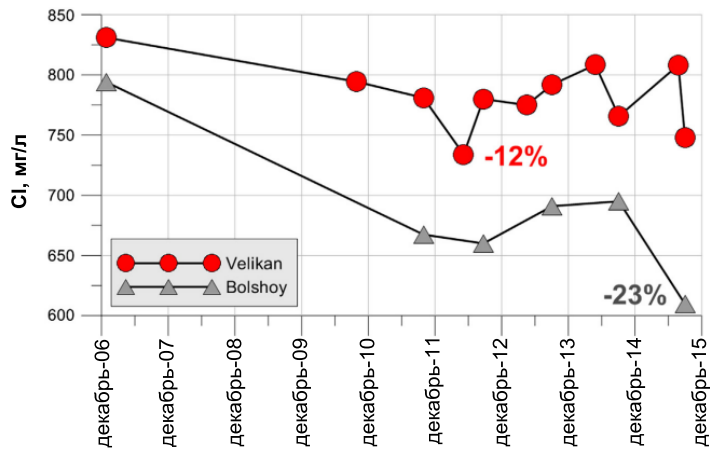


Рис. 2.12. Изменение концентрации хлор - иона в гейзерах Великан и Большой. Данные до 2007 г. приводятся по Сугробову В.М. [Сугробов, 2009], данные после оползня приводятся по [Kiryukhin, 2016].

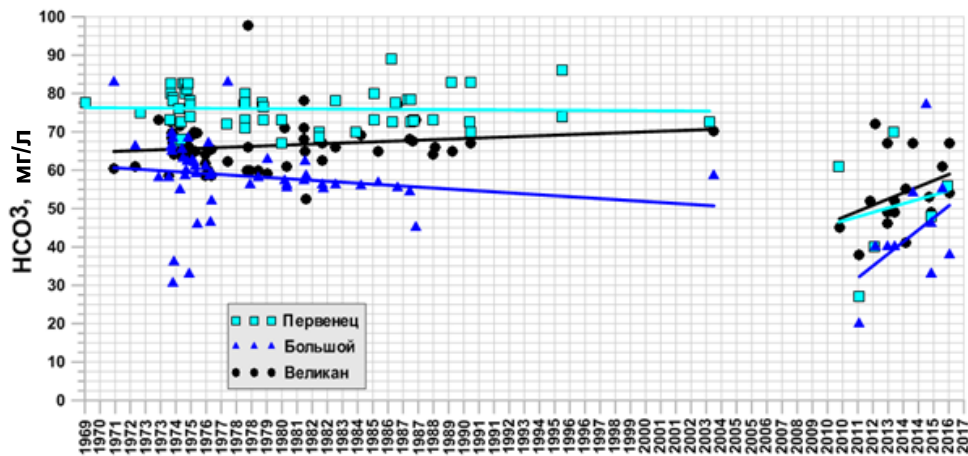


Рис. 2.12а. Изменение во времени концентрации HCO_3^- для гейзеров Великан, Большой, Первенец. Данные за 1969-1993 гг. предоставлены В.М. Сугробовым, данные за 1995-2003 гг. предоставлены О.П. Батаевой (личн. сообщ., 2017 г.), данные за 2007-2016 гг. предоставлены А.В. Кирюхиным.

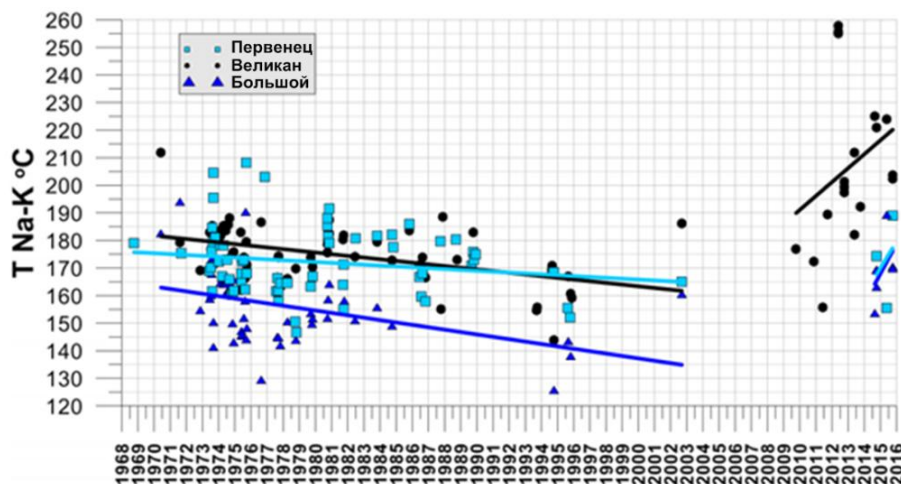


Рис. 2.12б. Изменение температуры в зависимости от времени по данным Na-K геотермометра для гейзеров Великан, Большой и Первенец. Данные за 1969-1993 гг. предоставлены В.М. Сугробовым, данные за 1995-2003 гг. - О.П. Батаевой (личн. сообщ., 2017), данные за 2007-2016 гг. предоставлены А.В. Кирюхиным [Kiryukhin, Sugrobov, Sonnenthal, 2018].

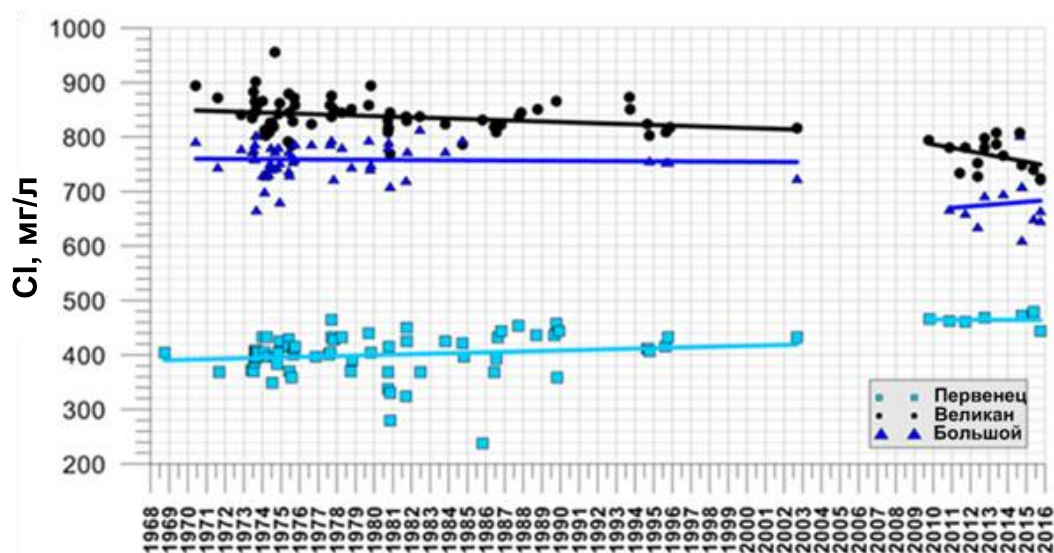


Рис. 2.12в. Изменение концентрации хлор-иона в зависимости от времени (годы) для гейзеров Великан, Большой, Первенец. 1969-1993 гг. – данные В. М. Сугрובה, 1995-2003 гг. – данные Батаевой О.Б. (личн. сообщ. 2017 г.), 2007-2016 гг. – данные А. В. Кирюхина [Kiryukhin, Sugrobov, Sonnenthal, 2018].

До катастрофического оползня термальный флюид характеризовался следующим составом свободных газов (без вычета атмосферной составляющей): CO_2 - 54.8 об%, N_2 - 44.2 об%, CH_4 - 1.0 об% [Кононов, 1983]. После оползня 2007 г. пробы на растворенный газ отбирались в 2011 и 2012 гг. погружением пробоотборных трубок в грифоны источников или ванны гейзеров. По результатам анализа этих проб, в гейзерах и кипящих источниках доминируют атмосферные газы (табл. 2.9, 2.10) (без вычета атмосферной составляющей) [Кирюхин и др., 2015].

Таблица 2.9 [Кирюхин и др., 2015]. Химический состав растворенного газа (об. %) гейзеров и горячих источников Долины Гейзеров в октябре 2011 г. Пробы отобраны А.В. Кирюхиным, проанализированы В.И. Гусевой в ЦХЛ ИВиС ДВО РАН. Примечание: №№ источников приведены в соответствии с рисунком 2.11.

№ на карте	H_2	Ar	O_2	N_2	CO_2	CH_4	Сумма, мл/л	Сумма %
N56		0.638	9.5	29.27	58.04	0.06	42.79	97.51
N17		0.93	20.47	77.72	нет	0.006	5.06	99.13
N16	7E-04	1.83	25.13	70.33	0.27		6.86	97.56
52	0.002	1.66	30.33	65.45	`	0.004	5.34	98.02
54		1.01	20.71	75.53	0.43	0.004	23.07	97.68
23		1.21	18.94	75.46	3.31	0.139	13.46	99.07
21	0.002	1.25	27.21	68.52	0.67		5.87	97.66
28		0.9	20.41	75.41	0.6	0.005	72.88	97.33
3		1.66	27.13	68.56	1.08	0.003	5.18	98.43
23		1.59	25.39	70.36	1.5	9E-04	4.42	98.84

В сентябре 2013 г. были отобраны две пробы свободного газа из горячего (40° С) газифицирующего источника в 8 м от ванны гейзера Великан. Эти пробы в большей степени характеризуют газовый состав резервуара, питающего гейзер, и в меньшей степени загрязнены атмосферными газами из канала самого гейзера (табл. 2.11). Проба № 2, практически не загрязненная кислородом, показывает, что в газовой составляющей гидротермального резервуара, питающего гейзер Великан, преобладает углекислый газ (CO₂, 61.5%) и азот (N₂, 32.1%), а также в значительном количестве присутствуют метан (CH₄, 5.8%) и водород (H₂, 0.45%). Результат анализа изотопного состава этих газов показал магматическое происхождение CO₂ и термогенное происхождение CH₄.

Таблица 2.10 [Кирюхин и др., 2015]. Химический состав растворенного газа гейзеров и горячих источников Долины Гейзеров в августе 2012 г., (об. %).

№ на карте	H ₂	Ar	O ₂	N ₂	CO ₂	CH ₄	Сумма, мл/л	Сумма %
N17	0.0050	0.007	19.45	73.05	3.74	0.006	6.4	96.26
54		1.264	14.25	79.36	0.50	0.003	21.7	95.38
23	0.0200	0.921	20.33	76.07	0.07	0.385	6.6	97.80
21		1.206	21.36	75.61	0.23	0.001	8.7	98.41
28	0.0070	0.996	21.1	73.36	1.91	0.015	6	97.39

Пробы отобраны А.В. Кирюхиным, проанализированы В.И. Гусевой в ЦХЛ ИВиС ДВО РАН. Примечание: №№ источников приведены в соответствии с рисунком 2.11.

Таблица 2.11. [Кирюхин и др., 2015]. Химический состав свободного газа, характеризующего питающий резервуар гейзера Великан, (об. %). Проба отобрана из грифона горячего дегазирующего отверстия в 8 м от ванны гейзера Великан в 2013 г.

№ пробы	H ₂	Ar	O ₂	N ₂	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂ S	Сумма, %
1		0,9	6,6	48,9	32,7	0,3	9,2	0,03	98,6
2	0,45		0,02	32,1	61,5	0,003	5,8		99,6

Примечание: пробы отобраны А.В. Кирюхиным (4 и 5 сент. 2013 г.); проба № 1 проанализирована В.И. Гусевой в ЦХЛ ИВиС ДВО РАН; проба № 2 проанализирована В.Ю. Лаврушиным в ГИН РАН, анализ изотопного состава δ¹³C выполнен Б.Г. Покровским (ГИН РАН)

После схода селя и образования Подпрудного озера-2 (03.01.2014 г.) обнаружено резкое снижение свободного CO₂ в каналах гейзеров Большого и Великана. По данным анализа проб на свободный газ, отобранных после 2014 г. (в сентябре 2017 и в мае 2018 гг.) из каналов гейзеров Большого и Великана, в

газовой составляющей доминируют атмосферные газы N_2 и O_2 (Кирюхин А.В., личн. сообщ.) (табл. 2.11а). Это свидетельствует о существенном разбавлении притока CO_2 в гидротермальном флюиде и увеличении притока метеорных вод в резервуар [Kiryukhin, 2018].

Таблица 2.11а [Кирюхин А.В., личн. сообщ.]. Химический состав свободного газа, характеризующего питающий резервуар гейзеров Великан и Большой, (об. %). Пробы отобраны из каналов гейзеров в сентябре 2017 и мае 2018 гг.

Гейзер	Дата	He	H_2	Ar	O_2	N_2	CO_2	CO	CH_4	Газ, мл / вода, мл
Великан	09.2017				20.7	78.8	0.30	0.002	0.007	30
Великан	05.2018	0.0005	0.008	0.8963	20.2	78.8	0.09		0.008	
Большой	09.2017		0.002		20.4	78.2	0.28	0.003	0.0004	0.68
Большой	05.2018	0.0004	0.044	0.91	20.1	78.9	0.007		0.0009	

Примечание: пробы отобраны А.В. Кирюхиным и Н.Б. Журавлевым, проанализированы в ЦХЛ ИВиС ДВО РАН.

2.4. Мониторинг изотопного состава (δD , $\delta^{18}O$) гидротермального флюида.

Опробование кипящих источников для определения изотопного состава гидротермального флюида в Долине Гейзеров выполнялось регулярно с 1968 г. В.М. Сугробовым и Н.Г. Сугробовой. В 1985 г. из небольших кипящих источников в бассейне р. Гейзерной (между гейзерами 7 и 24) пробы (G1 - G6) были отобраны А.В. Кирюхиным (проанализированы В.А. Поляковым (ВСЕГИНГЕО, Москва, 1985)). После обвала-оползня 2007 г. ежегодно, начиная с 2010 г. выполнялось опробование кипящих источников и гейзеров на протяжении всей области разгрузки гидротермальной системы. Кроме перечисленных ранее пунктов мониторинга, пробы на изотопный состав воды отбирались из гейзеров Пещера, Неожиданный, горячего источника Грот и из горячих источников, появившихся после оползня у уреза воды в Подпрудном озере-1. Названия и номера источников соответствуют рисунку 2.11 и табл. 1.1). Кроме того, периодически отбирались пробы из р. Гейзерной (на нижнем створе плотины, напротив гейзера Щель, напротив гейзера Большого и выше слияния с р. Шумной). Анализ проб на изотопный состав выполнялся Е.О. Дубининой (ИГЕМ,

Москва), а с 2014 г. - П.О. Ворониным на анализаторе изотопов воды LGR IWA 35EP (ИВС ДВО РАН).

Результаты изотопного анализа кислорода и водорода вод, опробованных в 1985 и 2010 гг. показаны на рис. 2.13. Близкое расположение фигуративных точек, полученных для термальных источников на диаграмме δD - $\delta^{18}O$ к линии метеорных вод Крейга свидетельствует о том, что данные воды имеют преимущественно метеогенное происхождение [Кирюхин и др., 2015]. Диапазон установленных значений величин δD от -92 до -102 ‰ (данные 1985 г.) и от -98 до -106 ‰ (данные 2010 г.) соответствует расположению области питания гидрологической системы горячих источников на а. о. от +500 до +900 м (по данным 1985 г.), и от +700 до +1200 м (по данным 2010 г.). Как уже отмечалось выше, наиболее благоприятными зонами водного питания являются области распространения риолитовых экструзий с проницаемыми питающими каналами (ξQ_3^4) и граница кальдеры, особенно в пределах прогретых участков, допускающих всесезонную инфильтрацию. Одна из таких экструзий – риолитовая экструзия Гейзерная (рис. 2.11), площадь ее поверхности более 6 км², высотные отметки от +600 до +1085 м.

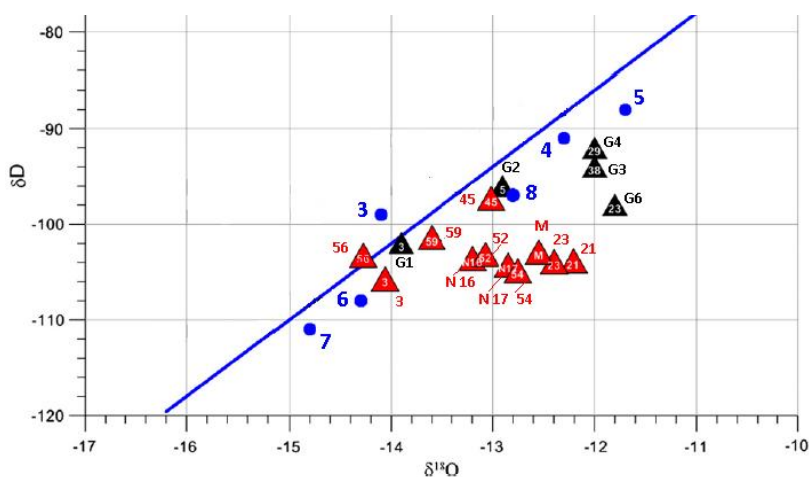


Рис. 2.13. Изотопный состав воды кипящих и горячих источников Нижне-Гейзерного и Верхне-Гейзерного полей по данным 1985 и 2010 гг., в сравнении с метеорными водами Камчатки на различных абсолютных отметках (реки, ручьи). Данные 1985 г. показаны черными треугольниками, данные 2010 г. – красными треугольниками с номерами (номера соответствуют названиям рис. 2.11; табл. 1.1), метеорные воды с различных а. о. на Камчатке показаны синими кружками (3 – руч. Дачный, +800 м абс.; 4 – р. Жировая, +500 м абс.; 5 – р. Фальшивая, +500 м абс.; 6,7 – Мутновский кратер, ручей +1550 м абс.; 8 – холодный ручей в ДГ, +520 м абс.), синяя линия — линия метеорных вод. Пробы отбирались А.В. Кирюхиным.

Для группы кипящих источников и гейзеров (М, 21, 23, 52, 54, N16, N17) наблюдается сдвиг величин $\delta^{18}O$ вправо относительно линии метеорных вод.

Подобный сдвиг характерен для вод, проходящих стадию высокотемпературного взаимодействия с силикатными или карбонатными породами [Кирюхин и др. 2015]. Возможно, в водах данных источников и гейзеров присутствует компонент, представленный атмосферными осадками, инфильтрующимися на значительные глубины и проходящими процесс изотопно-кислородного переуравновешивания с породами при повышенных температурах. Выход прогретых инфильтрационных вод в виде восходящих потоков и разбавление их водами с изотопными параметрами современных атмосферных осадков может привести к формированию составов, соответствующих наблюдаемым на диаграмме (рис. 2.13). Воды источников конденсатного типа 59 и 56 (характеризующиеся низким содержанием хлора), близки к линии метеорных вод. Также вдоль линии метеорных вод располагаются воды гейзеров Первенец (3) и Трубы (45), что указывает на существенное разбавление этих вод метеорным компонентом, не проходившим стадию изотопного обмена с силикатными или карбонатными породами [Кирюхин и др., 2015].

Содержание изотопов вод, отобранных в 2011-2016 гг. также определено как близкое к локальной метеорной воде, и не имеет существенных отличий от изотопного состава воды вдоль р. Гейзерной вверх до Подпрудного озера-2 (рис. 2.13а). Диаграмма (Гео-индикатор) Гигенбаха ясно показывает факт незрелости термальной воды в гейзере Большом после 2007 г. и гейзере Великане после 2010 г. (рис.2.13б).

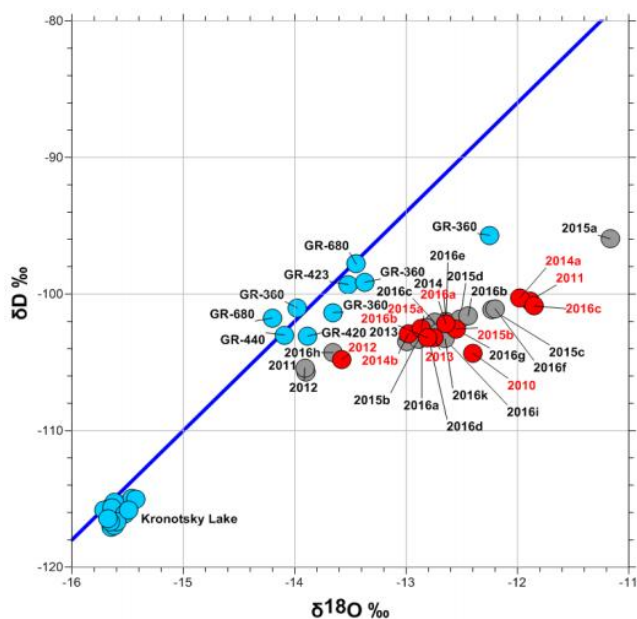


Рис. 2.13а. Сравнение данных по изотопному составу воды гейзеров Великана (красные кружки - год отбора проб) и Большого (серые кружки - год отбора проб) в период с 2011 по 2016 гг. в сравнении с водами р. Гейзерной (GR- *, где * а, о, м) и Кротоцкого озера (синие

круги). Водные пробы из гейзеров и реки отобраны А.В. Кирюхиным, пробы из Кроноцкого озера отобраны Г. Маркевичем (2014). Изотопный анализ выполнен П.О. Ворониным с использованием LGR IWA 35EP в ИВС ДВО РАН.

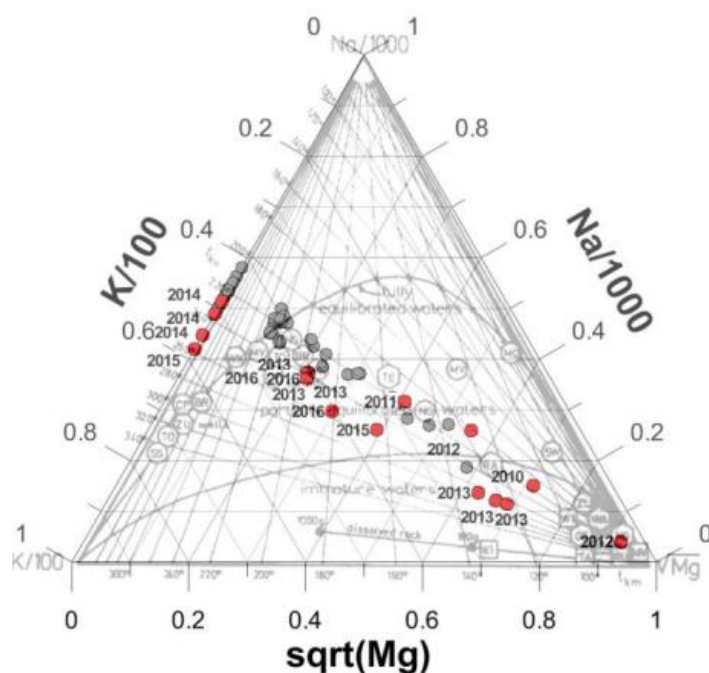


Рис. 2.136. Диаграмма Гигенбаха для гейзера Великан. Серые кружки – данные до 2007 г.; красные кружки с числами (годы) – данные после 2007 г.

2.5. Режим извержений гейзеров Большой, Великан и Шаман, изменения уровня в Подпрудном Озере (2007-2013 гг.)

2.5.1. Гейзер Большой.

Режим извержений. По данным [Сугробов и др., 2009], за период наблюдений с 1941 по 1993 гг., средний ИВЕ(interval between eruption) гейзера Большого составлял 100 мин с минимальным значением 60 мин и максимальным 170 мин. По данным [Дроздин, 2007] перед оползнем 3.06.2007 и образованием Подпрудного озера-1 (август-октябрь 2003 г.), среднее значение периода извержений гейзера Большого составляло 107.7 мин.

Условия функционирования гейзера по [Кирюхин и др., 2015]. Наблюдения 2007-2013 гг. показали, что после образования Подпрудного озера деятельность гейзера Большого в значительной степени определялась уровнем озера. При уровне озера выше края ванны, гейзер Большой практически не извергался (июль 2007 г., июнь 2010 г), так как холодная вода из озера заливалась в канал гейзера. При снижении относительного уровня озера ниже края ванны (25-30 см), гейзер Большой вновь начинал извергаться, и его средний период

составлял от 45 до 85 мин. (сентябрь 2007 г.). Кроме того, наблюдениями в 2011-2013 гг. также обнаружены остановки извержений гейзера Большого в период весенне-летних паводков (18 июня – 9 июля 2011 г., 22-24 июня и 2-3 июля 2012 г., 5 июня – 10 июля 2013 г.) и во время осеннего тайфуна-паводка (18-20 октября 2013 г.). В эти периоды уровень озера находился ниже кромки ванны, а остановки извержений, вероятно, свидетельствует о неполной герметичности стенок ванны гейзера, ухудшающейся со временем и попаданием холодной воды в канал. Средний ИВЕ гейзера Большого в период наблюдений 2007-2013 гг. составил 63 мин. (рис. 2.14). Как правило, извержения гейзера Большого достигали высоты 5-8 м и длились 2-3 минуты. До катастрофы 2007 г., по результатам измерений в августе-октябре 2003 г., интервал между извержениями гейзера Большого был равен 108 мин. [Дрознин, 2007]. Т. о. период извержений снизился на 41.5 %. На рис. 2.14а представлен пример записи остановки извержения гейзера Большого во время тайфуна 18-20 октября 2012 г.

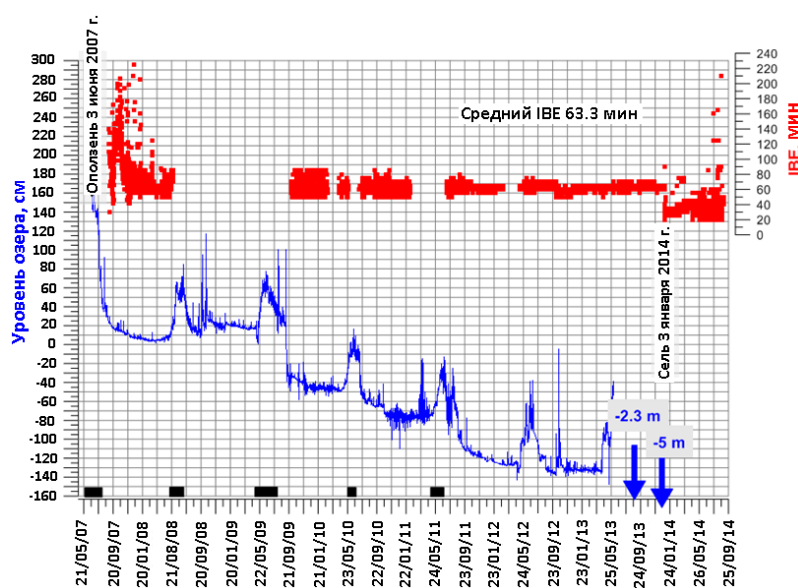


Рис. 2.14. ИВЕ (мин.) гейзера Большого (верхний график) и относительный уровень (см) Подпрудного озера-1 (нижний график и вертикальные стрелки) в период наблюдений 2007-2014 гг. Черные квадраты вдоль оси времени соответствуют временным интервалам, когда извержения не происходили. Погрешность в расчете интервала между извержениями - 5 мин.

Разрушительный оползень - сель 3 января 2014 г. принес определенный объем селевого материала в канал гейзера Большого, привел к очередному снижению его ИВЕ с 63 мин. (2007-2013 гг.) до 30 мин., который в дальнейшем достиг 44 мин и стал относительно стабильным. Но появилась тенденция к

удвоению (утроению) ИВЕ с некоторыми "пропущенными" (или менее мощными) извержениями (рис. 2.15). Точное время нового разрушительного оползня - селя 3 января 2014 года (~ 23:00 по местному времени) гейзер Большой указал благодаря стационарному температурному логгеру (рис. 2.16).

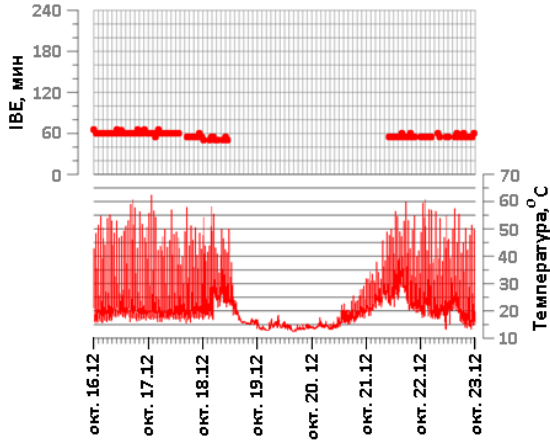


Рис. 2.14а. Запись остановки извержения гейзера Большого во время тайфуна 18-20 октября 2012 г: нижний график – фактическая запись температуры, зафиксированная логгером на краю ванны гейзера, верхний график – расчетный период извержения гейзера Большого.

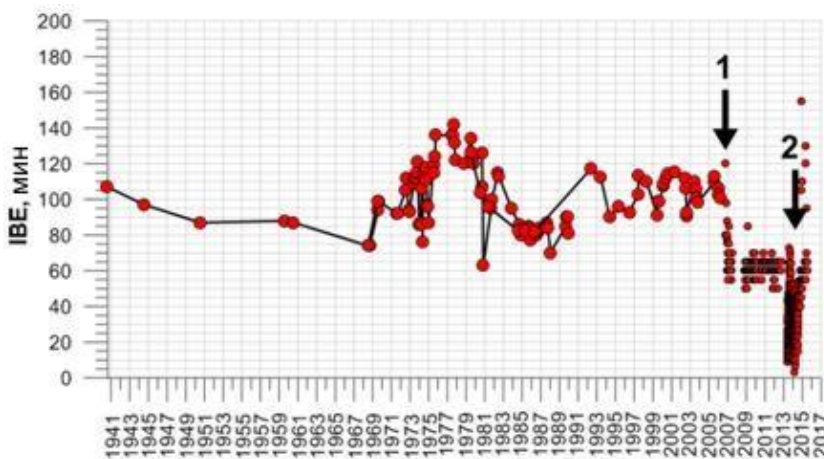


Рис. 2.15. Изменение ИВЕ гейзера Большого в течение времени: (1941-1993 гг.) - данные В.М. Сугрובה; (1995-2003 гг.) - данные В.А. Дроздина, (2007-2016 гг.) - данные А.В. Кирюхина [Kiryukhin, Sugrobov, Sonnenthal, 2018]. Стрелки с номерами 1 и 2 соответствуют оползням-селям 03 июня 2007 года и 03 января 2014 года.

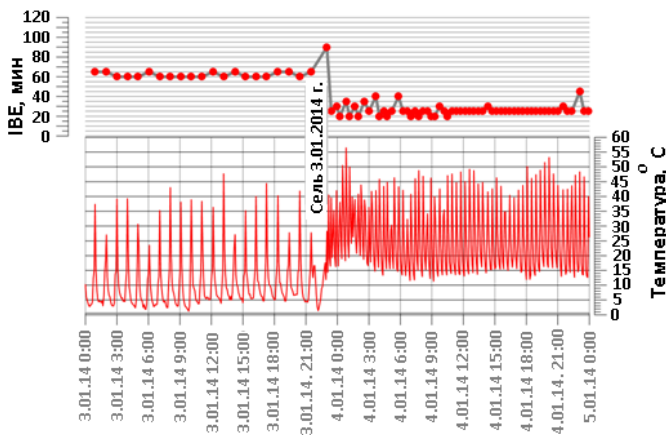


Рис. 2.16. Отклик гейзера Большого на селя на 3.01.2014.

Нижний график – запись температуры около источника разгрузки; верхний график – интервал между извержениями. Погрешность в определении интервала между извержениями - 5 мин. Формат оси времени: М/Д/ГГ чч:мм.

2.5.2. **Гейзер Великан** являющийся символом Долины Гейзеров, был самым мощным гейзером до 2014 г. По [Сугрובה, 1982; Сугробов и др., 2009] объем ванны до оползня 2007 г. составлял 13.5 м^3 . Объем извергающейся воды оценивался [там же] в 20 м^3 , средний расход его составлял не менее 0.93 кг/с при среднем ИВЕ 6 часов. Объем канала, рассчитанный А.В. Кирюхиным в 2013 г., составляет 18.2 м^3 , средний его расход составляет 1.44 кг/с при среднем ИВЕ 5 часов 40 мин. [Kiryukhin, 2016]. Режим извержений по [Kiryukhin et al, 2015]. Более ранние дискретные наблюдения показали, что интервал между извержениями медленно увеличивался от 180 до 400 мин. в течение последних 50 лет (рис. 2.17). Накануне катастрофического оползня 2007 г. средний ИВЕ Великана составлял 375-379 мин. по данным измерений 2004 гг. [Дрознин, 2007].

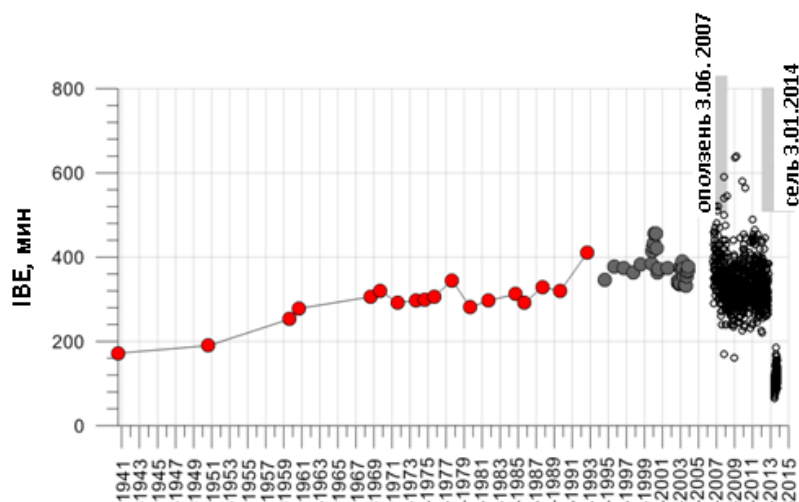


Рис. 2.17. Изменение ИВЕ гейзера Великан за различные годы: 1941-1993 гг. – по данным [Сугробов и др., 2009]; 1995-2003 гг. – по данным [Дрознин, 2007], 2007-2015 - по данным А.В. Кирюхина [Kiryukhin, Sugrobov, Sonnenthal, 2018].

В интервале времени от 3.06.2007 г. по сентябрь 2013 г. ИВЕ уменьшался первые 3 года: 379 мин. (2007 г.), 359 мин. (2008 г.), 323 мин. (2009 г.), 334 мин. (2010 г.). Затем в последующие годы появилась тенденция к его стабилизации: 337 мин. (2011 г.), 337 мин. (2012 г.), 334 мин. (2013 г.) и за анализируемый промежуток времени средний ИВЕ гейзера Великан составил 335 - 340 мин. (рис. 2.18). Таким образом, после оползня и образования Подпрудного озера-1 интервал между извержениями гейзера Великан в среднем уменьшился на 10.6 - 10.3% (на 40 - 41 мин.).

В результате проведенных наблюдений установлено, что режим извержений гейзера Великан зависит от количества атмосферных осадков, попадающих непосредственно в ванну гейзера; от обильных снегопадов и тайфунов, которые могут задерживать извержения и приводить к увеличению продолжительности цикла. Максимальный наблюдаемый период времени извержений был 32 часа во время сильного снегопада 29 февраля 2008 года (относительно этого длинного интервала между извержениями нет сомнений, т.к. логгер был установлен непосредственно в канале на истоке горячей воды из ванны гейзера).

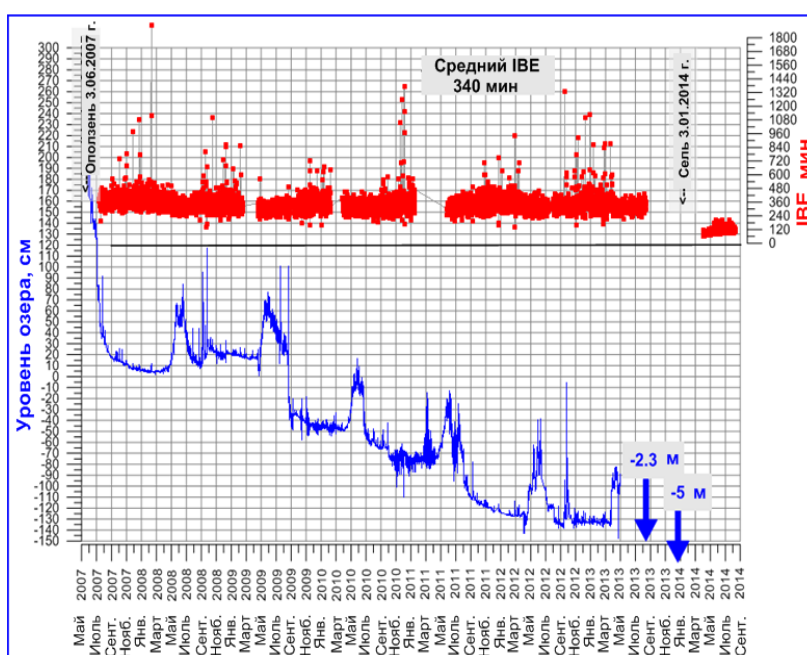


Рис. 2.18. ИВЕ (мин.) гейзера Великан (верхний график) и относительный уровень (см) озера Подпрудного (нижний график и вертикальные стрелки). Погрешность в определении интервала между извержениями 5 мин.

Селевой поток 03.01.2014 г. засыпал канал гейзера Великан доверху (на глубину 5.3 м), поэтому данных о цикличности гейзера с сентября 2013 по апрель 2014 гг. не существует. В апреле 2014 г., 27 и 28 числа, восстановленная система логгера показала, что ИВЕ гейзера Великан был равен 90 мин. После второй катастрофы цикл гейзера Великан не установился: линейно увеличиваясь, к сентябрю 2014 г. достиг 130 мин, к сентябрю 2016 г. был равен 40 мин., в 2018 г. — 60-80 мин.

Зависимость ИВЕ от атмосферного давления по [Kiryukhin at al, 2015]. В работе [Сугрובה, 1982] обсуждается вопрос зависимости ИВЕ гейзеров от атмосферного давления (особенно от его резких скачков), как от наиболее

действенного фактора и отмечается, что гейзеры с большим резервуаром в верхней части канала и с продолжительными периодами между извержениями (такие как Великан и Большой) значительно меньше реагируют на изменение давления, чем гейзеры с каналом и воронкой меньшего размера (такие как гейзеры Щель и Конус).

По мнению Сугробовой Н.Г., связь эта у Великана и Большого (проявляющаяся в увеличении интервалов при повышении давления) слабая, что выражалось в значительных отклонениях точек на графиках рассеивания и коэффициентах корреляции между интервалом и давлением порядка 0,4 и более.

Анализ взаимосвязи ИВЕ гейзера Великан с атмосферным давлением (за период 2007-2013 гг.) показывает, что такая связь отсутствует (рис. 2.19). Точки не выстраиваются по прямой линии, а образуют облако. Облако охватывает диапазон изменения атмосферного давления от 91.5 до 98.5 кПа и диапазон изменения ИВЕ от 150 до 500 мин. Отдельные аномальные увеличения периода извержений регистрируются во всем диапазоне изменения атмосферного давления [Kiryukhin at al, 2015]. Облако точек достаточно равномерно распределено в эллипсе, что говорит о том, что коэффициент корреляции по абсолютной величине становится меньше единицы и по мере округления этого облака приближается к нулю. В том случае, когда коэффициент корреляции равен нулю, обе переменные полностью независимы друг от друга.

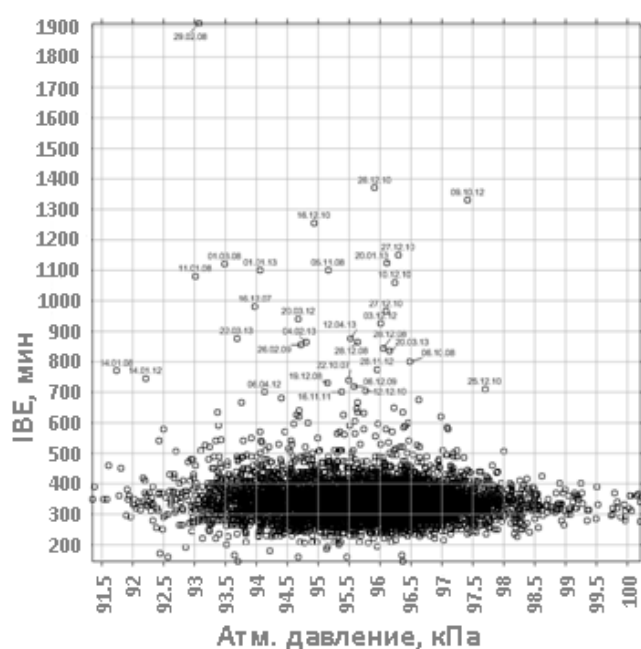


Рис. 2.19. Взаимосвязь ИВЕ гейзера Великан с атмосферным давлением по данным наблюдений в 2007-2013 гг.

Зависимость ИВЕ от уровня Подпрудного озера-1. В процессе разрушения плотины рекой Гейзерной происходило систематическое понижение уровня воды в Подпрудном озере-1 (130 см в течение 4 лет, или около 33 см в год). На это понижение накладывались сезонные изменения уровня озера (рис. 2.18 и 2.20). Диаграмма взаимосвязи ИВЕ гейзера Великан с изменением уровня воды в Подпрудном озере-1 показывает, что аномальные увеличения периода извержений гейзера Великан происходили при дискретных значениях уровня Подпрудного Озера 10-20 см, -45 см, -70 см, -120 см. (рис. 2.20). Эти уровни соответствуют зимним сезонам с 2007 по 2013 гг.

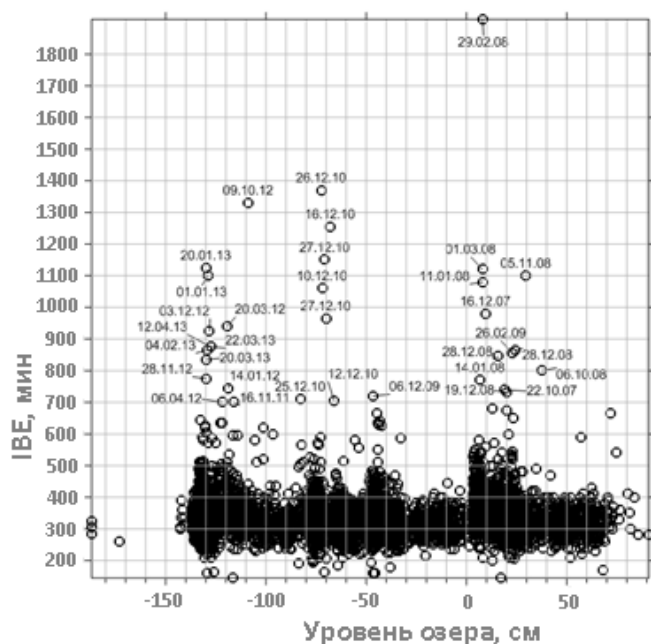


Рис. 2.20. Взаимосвязь ИВЕ гейзера Великан с уровнем Подпрудного Озера по данным наблюдений в 2007-2013 гг.

Сезонные вариации периода извержений гейзера. График изменения периода извержений гейзера Великан в пределах гидрологического цикла с января по декабрь за весь период наблюдений 2007-2013 гг. показывает, что аномальные увеличения периода извержений свыше 600 мин. и уменьшения периода ниже 200 мин. происходят только в зимнее время, т.е. имеют выраженный сезонный характер (рис. 2.21). В среднем, увеличение интервала между извержениями зимой по сравнению с летом составляет 40-50 мин.

Вероятными причинами такой сезонности являются: (1) повышенные теплопотери с поверхности ванны Великана, имеющей площадь около 4.5 м^2 , в период пониженных температур, снегопадов и усиления ветров (по данным [Степаненко, 2012] среднее значение ветроэнергетического потенциала зимой в 4.4 раза превышает аналогичный показатель в летнее время (метеостанция

«Семячик»)); (2) снижение в целом расхода гидротермальной системы в период зимней межени в связи с промерзанием областей водного питания.

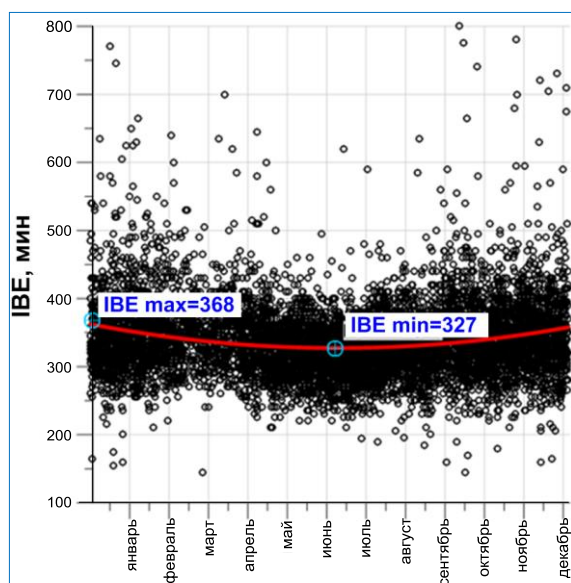


Рис. 2.21. IBE (мин.) гейзера Великан в пределах гидрологического цикла за период с 2007 по 2014 гг. Красная толстая линия - 2-й порядок аппроксимации точек данных. Шкала интервала между извержениями обрезана по значению 800 минут.

Сель 3.01.2014 значительно повредил канал гейзера Великан. Земная поверхность в районе месторасположения гейзера была срезана селом примерно на 0,5 м, а большая неглубокая ванна площадью 12,2 м² сократилась до 5,5 м². Селевой поток засыпал канал гейзера Великан принесенными обломками горных пород на всю глубину (5,3 м) (Е. Власов, личн. сообщ., 2014). Но уже к апрелю 2014 г. верхняя часть канала была освобождена от обломочного материала, к сентябрю 2015 г. доступная глубина канала была 1.95 м, и к сентябрю 2016 г. она достигла ~ 5.3 м. В январе 2014 г. инструмент для регистрации IBE был занесен отложениями селевого потока, поэтому данных о цикличности гейзера с сентября 2013 г. по апрель 2014 г. не существует. В апреле 2014 г. (27 и 28 числа) восстановленная система логгера показала, что IBE гейзера Великан был равен 90 мин. Далее, интервал линейно увеличивался и к сентябрю 2014 г. стал равен 130 мин. Кроме того, после селя 2014 г. сократилась высота струи гейзера (до 1 - 1,5 м по сравнению с 15 - 20 м в предыдущие годы), наглядно продемонстрировав резкое снижение энергии извержения гейзера Великан.

2.5.3. Гейзер Шаман

После частичной гибели гейзеров в Долине Гейзеров от катастрофического оползня 2007 г., осенью 2008 г. в Кальдере Узон (рис. 1.4) на месте бывшего горячего хлоридно-натриевого источника с температурой 80° С на а.о. 652 м появился новый гейзер Шаман [Карпов и др., 2012] / Мутный [Дрознин, 2009]. По

[Карпов и др., 2012] вода гейзера хлоридно-натриевая, соответствует составу высокотемпературных гидротерм кальдеры Узон, несущих повышенное содержание рудных элементов, таких как As, Sb, Hg, Cu, Zn, Mn, Li, Rb, Cs с небольшой долей сульфатов. Минерализация ее в 1.5 раза выше общей минерализации воды гейзеров соседней Долины Гейзеров [там же]. После перехода горячего источника в гейзерный режим, в воде существенно уменьшилось содержание сульфат-иона, увеличилось содержание гидрокарбонат-иона и повысился pH растворов. Содержание глубинных компонентов осталось относительно стабильным (Cl - 1223-1454 мг/л, Na - 812-941 мг/л). Остальные компоненты раствора остались без изменения, испытывая закономерные вариации, связанные с потерей паровой фазы [Карпов и др., 2012]. За первых три года функционирования гейзера температура повысилась от 93.4 - 94.9 °C [Дрознин, 2009] до 99 °C [Kiryukhin, 2016] и до 100.13 °C [Карпов и др., 2012].

В течение нескольких лет с момента появления гейзера происходили некоторые изменения в его характеристиках: изменялся диаметр его грифона, изменялась температура воды в момент извержения, изменялся его режим, что, вероятно, было связано с проработкой канала, и чем объясняется наличие несколько противоречивой информации в литературе в разные моменты его формирования. Об участии глубинных растворов в питании гейзера свидетельствуют (по [Карпов и др., 2012]) высокие содержания бора (414,8 мг/л) и кремнекислоты (712,5 мг/л) в составе изверженной воды. Исходя из сравнительно малого дебита гейзера, предполагается [там же], что подземный резервуар, откуда осуществляется питание гейзера, имеет небольшой объем и находится на небольшой глубине. Об этом, по мнению Г. А. Карпова, свидетельствует постоянство химического состава изверженной воды, идентичность с составом местных термальных источников и высокий градиент температуры на термальных полях кальдеры Узон.

Результаты мониторинга гейзерной активности нового гейзера Шаман показаны на рис. 2.22. По результатам мониторинга активности гейзера установлено, что средний ИВЕ с августа 2012 г. по май 2014 г. составил 137 мин. (стандартное отклонение 17 мин.), хотя в зимний период его ИВЕ иногда достигал 1000 мин. и больше. Средний ИВЕ за июль 2014 г. - май 2015 г. снизился до 129

мин. [Kiryukhin, 2016]. Анализ причин уменьшения интервала между извержениями гейзера Шаман, а также его связь с сейсмичностью, продолжается.

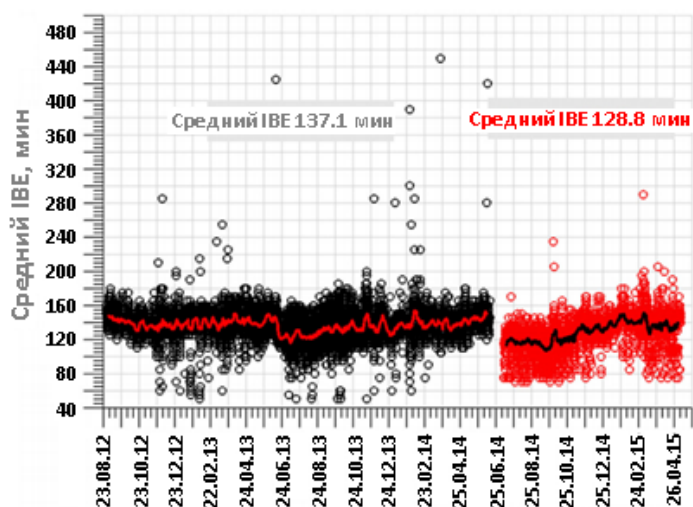


Рис. 2.22. IBE (мин.) гейзера Шаман (Мутный). Вырезан в диапазоне оси 500 мин. Непрерывные красная и черная линии – усредненные расчетные значения.

По [Карпов и др., 2012] температурный режим работы гейзера Шаман в первую очередь зависит от активности гидротермальной системы, питающейся теплом и веществом от глубинного тепломассопотока, и практически не зависит от вариаций поверхностной температуры воздуха на термальном поле. Начало миграции гейзеров из Долины Гейзеров в кальдере Узон, возможно, было связано с общим увеличением давления в региональной гидротермальной системе из-за магматической активности [Карпов и др., 2012; Кирюхин, 2016].

2.5.4. Изменения уровня в Подпрудном Озере (2007-2013 гг.)

3.06. 2007 г. в Долине Гейзеров в верховьях руч. Водопадного произошел катастрофический оползень. Одновременно с этим произошел взрыв пара. Оба эти явления позже сформировали селевой поток, существенно изменивший облик Долины Гейзеров. В течение нескольких минут 20 млн м³ горных пород были перемещены на 2 км вниз по течению реки Гейзерной, создав на ней дамбу и озеро Подпрудное (фото 1). В результате исследований [Леонов, 2009; Кирюхин, Рычкова, 2011] установлено, что под отложениями грязекаменной лавины средней мощностью 26 м оказались полностью погребенными три термальных участка Гейзерного термального поля (I, II и III) и частично IV. Образовавшееся подпрудное озеро затопило не перекрытые лавиной термопроявления IV участка, практически все источники и гейзеры V и термопроявления VI участков, расположенные в прирусловой части р. Гейзерной (рис. 2.23).

С 3.06. 2007 г. новообразованное Подпрудное озеро-1 стало областью инфильтрации холодной воды в остальную часть гидротермальной системы Долины Гейзеров (фото 1, рис. 2.24).

Когда уровень Подпрудного озера превысил высоту плотины, начался ее частичный размыв. Вынесенный материал отложился по всему течению р. Шумной. Уровень озера медленно понижался еще и за счет уменьшения притока талых вод (летний межень), температура воды в озере, напротив, постепенно росла (от 12,8 °С в июне до 23 °С в августе 2007 г.). По мере снижения уровня озера постепенно освободились из водяного плена и заработали кипящий источник Малахитовый Грот (23 июля 2007 г.) и гейзер Большой (1 сентября 2007 г.). В последующем отмечались сезонные колебания уровня озера на фоне медленного размыва плотины.

После образования Подпрудного озера коренным образом изменился процесс осадконакопления в Долине Гейзеров. Если раньше бурная горная река с высокой скоростью проходила этот участок, транзитом унося весь обломочный материал в р. Шумную, то теперь он стал осаждаться в озере. В месте впадения реки Гейзерной в озеро стали стремительно формироваться аккумулятивные косы (фото 2) и река вынуждена была формировать новое русло.

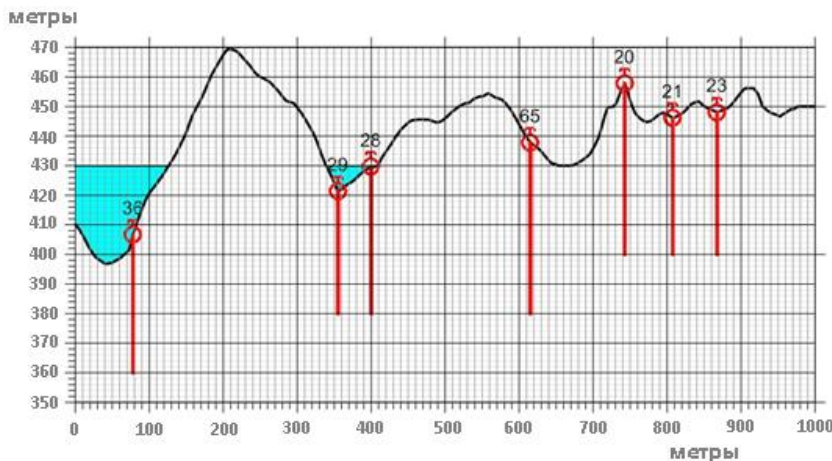


Рисунок 2.24. Продольный гидрологический профиль локальной части термальной разгрузки гидротермальной системы Долины Гейзеров после образования Подпрудного озера-1. Цифры 36, 29, 28, 65, 20, 21, 23 соответствуют номерам гейзеров и горячих источников на геолого-гидрогеологической карте-схеме (рис. 2.11).

Неоднократные циклоны (октябрь 2008 г.; сентябрь 2009 г.; сентябрь и октябрь 2013 г.), ускорившие процесс размыва плотины, а также характер осадконакопления в озерном водоеме привели к тому, что на его месте со временем формировалась аккумулятивная равнина. На рисунке 2.25 показана динамика изменения уровня Подпрудного озера -1 за период наблюдений – с 2007

по 2014 гг. Последнее событие, которое оказало существенное влияние не только на изменения уровня озера, но и на весь ландшафт Долины Гейзеров, это был сель 03.01.2014.



Фото 2. Аккумулятивные косы на р. Гейзерной. Фото Злотникова В. А.

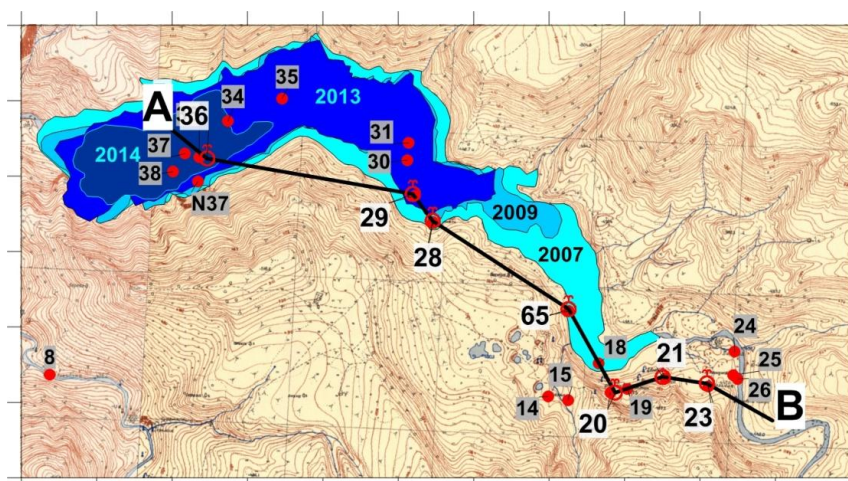


Рисунок 2.25. Динамика изменения уровня Подпрудного озера-1 за период наблюдений – с 2007 по 2014 годы. Линия А-В – профиль, выбранный для построения 2D термодинамической модели влияния инфильтрации из озера на параметры гидротермальной системы Долины Гейзеров. Цифры на белом фоне: 36, 29, 28, 65, 20, 21 и 23 соответствуют гейзерам Конус, Малый, Большой, Щель, источникам Грот, Аверьевский и гейзеру Великан, которые были выбраны для линии профиля. Цифры на сером фоне – остальные гейзеры и источники (существующие и погребенные), номера которых также соответствуют названиям на геолого-гидрогеологической карте-схеме (рис. 2.11) и табл. 1.1.

2.5.5. Оползень 03.01.2014 и Подпрудное озеро-2

03 января 2014 г., в результате разрушения кальдерной стенки (движимой гидротермальной разгрузкой), с верховьев ручья Горячего (левый борт р. Гейзерной) сошел еще один мощный сель (шириной 50-200 м). Пройдя 3 км вниз по течению реки Гейзерной, он не только окончательно разрушил плотину, сформировавшуюся в 2007 г., но и изменил весь облик поверхностной

гидротермальной активности Долины Гейзеров. Общий объем перемещенной массы оценивается в 3,2 млн. м³. Относительная высота селевых очагов достигла 10-15 м [Kiryukhin, 2016]. Разрушительный сель полностью заблокировал кипящие источники 54, N 16, N 17 и 56, и оказал серьезные разрушения гейзеритовой площадки Великана, привел к сбою в режиме и мощности его извержений, и предопределил конец существования озера, заполнив его селевым материалом и превратив в выровненную долину. Канала гейзера Великан был засыпан обломочным материалом доверху; верхняя часть ванны по глубине была уменьшена до 0,2-0,3 м, а площадь поверхности ванны уменьшилась от 12 м² до 4-5 м² (наблюдения апреля 2014 г.) [Kiryukhin, 2016].

2.5.6. Взаимосвязь режима гейзеров с сейсмическими событиями и гидрологическим режимом. По мнению ученых США, гейзеры реагируют на изменения сезонного гидрологического цикла, метеоусловия, атмосферное давление, сейсмические события. Реакция гейзеров на изменения сезонного гидрологического цикла выражается в зависимости их ИВЕ от уровня подземных вод в питающем гидрогеологическом резервуаре (давления в питающем гидротермальном резервуаре) и степени охлаждения канала извержения.

Данные по известным гейзерам в Верхнем Бассейне Гейзеров (Йеллоустонский национальный парк, США) за период с 1997 по 2006 гг. (Daisy, Castle, Aurum, Depression, Old Faithful) показывают обратную корреляцию периода извержения гейзеров с расходом реки Madison [Hurwitz, 2008].

По мнению [Rojstaczer et al, 2003; Husen et al, 2004; Hurwitz et al, 2008] сейсмичность также является фактором, влияющим на период извержения гейзеров. Примером является [Rojstaczer et al, 2003] удлинение цикла гейзера Old Faithful (продолжавшееся в течение нескольких лет) в связи с землетрясениями на Центральном Плато в 1975 г., и на Пике Vorah в 1983 г. Также установлены изменения [Husen et al, 2004; Hurwitz et al, 2008], произошедшие в Йеллоустонской гидротермальной системе через час после разрушительного землетрясения Денали 3 ноября 2002 г. на Аляске (M 7.9). Эти изменения выражались в переходе нескольких горячих источников в гейзерный режим разгрузки и изменении периодичности у некоторых гейзеров в ту, или другую сторону. Гейзеры, бывшие под воздействием недавних предшествующих землетрясений, никак не отреагировали на землетрясение Денали. В целом,

наблюдения в Йеллоустонском национальном парке позволяют авторам предположить, что в гидротермальных системах изменения напряженного состояния могут локально изменить проницаемость пород путем раскрытия/закрытия существующих трещин, что приводит к изменению деятельности гейзеров. Но все сказанное выше не является закономерной зависимостью, поскольку есть данные, что не все гейзеры реагируют на землетрясения, и на те факторы, которые их вызывают [Husen et al, 2004].

Зарубежными авторами также отмечается, что гейзеры в Йеллоустоне испытывают слабое влияние изменений атмосферного давления (только изменения более 5 мбар (0.5 кПа) оказывают влияние на ИВЕ гейзеров).

Многолетние исследования связи параметров гидрогеологического режима с сейсмичностью проводились отечественными учеными [Сугрובה, 1982; Копылова, Сугробов, Хаткевич, 1994; Кугаенко, Салтыков, Коновалов, 2010; Кугаенко, Салтыков, 2012]. В частности работах [Копылова, Сугробов, Хаткевич, 1994; Копылова, 2009] обсуждается вопрос чувствительности подземной гидросферы к изменениям напряженно-деформированного состояния земной коры на стадиях подготовки землетрясений, проявляющейся в аномальных изменениях гидродинамических (дебит, уровень, давление), гидрогеохимических (химический состав воды и газа) и геотермических (температура воды) параметров режима подземных вод перед сильными землетрясениями. В работе [Сугрובה, 1982] обсуждается пример уменьшения ИВЕ гейзера Великан перед землетрясением 13-го энергетического класса, с эпицентром в 150 км от Долины Гейзеров 23.09.1978 г, однако ею же отмечается, что в тот момент на режим гейзера могли повлиять и другие факторы (накануне и в день землетрясения был сильный дождь).

Сопоставление кумулятивного графика сейсмической энергии (по региональному и мировому каталогам) с динамикой изменения ИВЕ гейзера Великан за период проведенных наблюдений с 2007 по 2012 гг. пока не позволило обнаружить однозначной синхронизации этих изменений с сейсмическими событиями. Судя по рис. 2.26, можно лишь предположить, что один из роев сильных региональных землетрясений (27 ноября 2010 г., $M=3.8$; 4.5; 5.2; 3.8; 4.2) (данные КФ ФИЦ ЕГС РАН, <http://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue.php>), произошедший в 40 км к ССВ от Долины Гейзеров (в р-не влк. Кизимен) мог инициировать увеличение ИВЕ Великана.

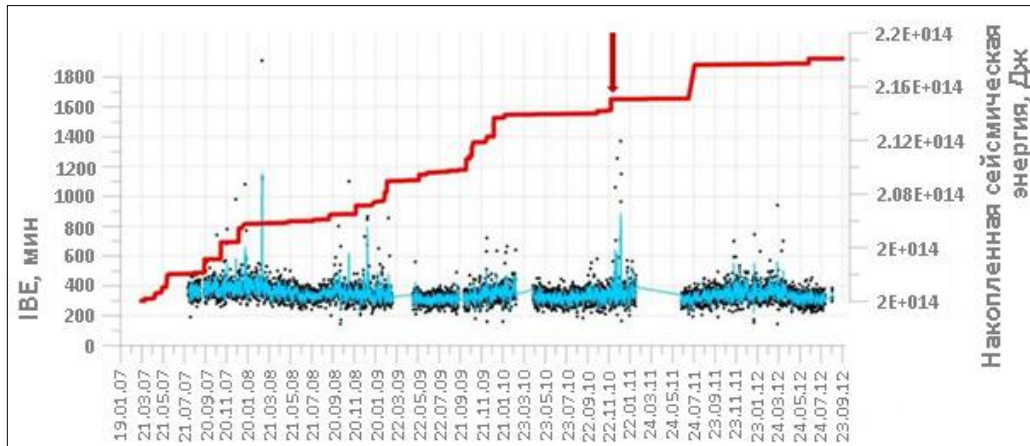


Рисунок 2.26. IBE гейзера Великан и региональная сейсмичность (радиус 200 км, глубина до 40 км).

Данные мирового каталога сейсмической активности (данные Геологической службы США) в радиусе 4000 км от Долины Гейзеров и до глубины 52 км позволили выделить 13 сейсмических событий (табл. 2.12) в период с августа 2007 г. по апрель 2012 г., которые рассматривались как потенциально влияющие на изменение IBE гейзера Великан.

Таблица 2.12. Данные из мирового каталога сейсмической активности (<https://earthquake.usgs.gov>) за период с августа 2007 г. по апрель 2012 г. Красным цветом выделены даты, соответствующие землетрясениям, синхронизированным с замедлением периодичности гейзера Великан (рис. 2.27).

Дата/время	Широта	Долгота	Глубина	Магнитуда	Класс	Суммарная энергия	Эпицентр
19.12.07 9:30	51,36	-179,51	34	7,2	15,9	4,75093E+16	Алеутские о-ва
12.05.08 6:28	31,00	103,32	19	7,9	17,3	2,47036E+17	Ю. Китай
19.07.08 2:39	37,55	142,21	22	7	15,5	3,29631E+17	Япония
15.01.09 17:49	46,86	155,15	36	7,4	16,3	3,62173E+17	Курильские о-ва
26.02.10 20:31	25,93	128,43	25	7	15,5	3,70347E+17	Япония
21.12.10 17:19	26,90	143,7	14	7,4	16,3	3,90299E+17	Япония
09.03.11 2:45	38,44	142,84	32	7,3	16,1	4,02889E+17	Япония
11.03.11 5:46	38,30	142,37	29	9	19,5	3,20257E+19	Великое землетрясение Восточной
11.03.11 6:15	36,28	141,11	42	7,9	17,3	3,22252E+19	
11.03.11 6:25	38,06	144,59	18	7,7	16,9	3,23046E+19	Японии
07.04.11 14:32	38,28	141,59	42	7,1	15,7	3,23096E+19	Япония
24.06.11 3:09	52,05	-171,84	52	7,3	16,1	3,23222E+19	Алеутские о-ва
10.07.11 0:57	38,03	143,26	23	7	15,5	3,23254E+19	Япония

График зависимости IBE гейзера Великан от глобальной сейсмичности (рис. 2.27) говорит о том, что два из тринадцати сильных землетрясений ($M \geq 7$)

синхронизированы с замедлением периодичности Великана (вероятно, могли его инициировать). Это землетрясение 15.01.2009 г. с эпицентром в р-не Курильских островов ($M = 7.4$, глубина 16.3 км) и землетрясение 21.12.2010 г. с эпицентром в Тихом океане у берегов Японии ($M = 7.4$, глубина 14 км), на котором связь сейсмическое событие - период извержений гейзера детально рассмотрена ниже.

При среднем значении ИВЕ гейзера Великана осенью 2010 г., равном 350-400 мин., 10 декабря его ИВЕ составил 1060 мин.; 12 декабря - 705 мин.; 16 декабря – 1255 мин. Двадцать первого декабря произошло землетрясение. В этот день период извержения не отличался от фонового. 26 декабря период составил 1270 мин.; 27 декабря - 965 мин. (запись в 04:35); и 27 декабря в 23:45 период составил 1150 мин. В последующие даты ИВЕ гейзера Великан восстановился и стал равным среднему (350-400 мин.).

О динамике изменения ИВЕ гейзера в зависимости от Великого землетрясения Восточной Японии (11.03.2011 г.) делать выводы не представляется возможным, поскольку данные температурного логгера на этот период времени отсутствуют.

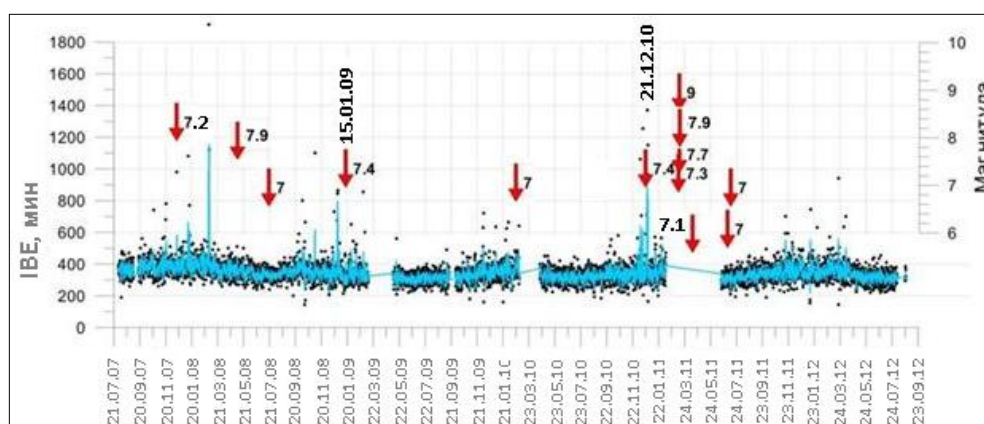


Рис. 2.27. ИВЕ гейзера Великан и глобальная сейсмичность (радиус 4000 км, глубина до 52 км, $M \geq 7$).

Выводы по гл. 2

1. По результатам мониторинга гидрогеологического режима Долины Гейзеров после катастрофического оползня 3.06.2007 (создавшего Подпрудное озеро-1 и затопившего многочисленные гейзеры) и до селя 3.01.2014 г. (разрушившего плотину и почти осушившего Подпрудное озеро-1) установлено, что характеристики гейзеров Великан и Большой претерпели существенные изменения:

а) в гейзере Большом активность гейзера определялась уровнем Подпрудного озера-1, его извержения были возможны лишь при уровне, исключаящем прямой залив холодной воды в канал гейзера; его ИВЕ снизился на 41,5 % (со 108 до 63 мин.); отмеченное разбавление термальной воды в канале по хлору составляет 23 %;

б) в гейзере Великан ИВЕ снизился на 10,6-10,3 % (от 375 - 379 мин. до 335-340 мин.) и его величина зависела от количества атмосферных осадков, попадающих в ванну гейзера, обильных снегопадов и тайфунов; максимальный ИВЕ составил 32 часа; аномальные значения ИВЕ имеют выраженный сезонный характер и происходят только в зимний период (в среднем увеличение ИВЕ зимой по сравнению с летом около 40-50 мин.), что связано с более интенсивным охлаждением ванны гейзера; отмеченное разбавление по хлору в канале гейзера составляет 12 %;

в) связь ИВЕ гейзера Великан с атмосферным давлением не выявлена;

в) по гейзеру Шапан – средний ИВЕ с августа 2012 по май 2014 гг. составил 137 мин., за период с июля 2014 по май 2015 гг. средний интервал составил 129 мин.;

2. Однозначная синхронизация динамики изменения ИВЕ гейзера Великан с сейсмическими событиями пока не обнаружена. Но за период проведенных наблюдений с 2007 по 2012 гг., один из роев сильных землетрясений в радиусе 200 км от Долины гейзеров (до глубины 40 км) и 2 землетрясения в радиусе 4000 км (до глубины 52 км) рассматриваются как потенциально влияющие на изменение режима.

3. Определено среднее значение глубинной составляющей водной разгрузки гидротермальной системы на нижнем створе плотины Подпрудного озера-1 (215 кг/с); отмечено снижение ее величины на 31% в период весенне-летнего паводка; установлена обратная зависимость разгрузки глубинной составляющей от уровня озера, что связано с подпором термального потока за счет инфильтрации метеорных вод из озера.

4. Установлено, что за исследуемый период газовый состав каналов гейзеров и кипящих источников характеризовался преобладанием атмосферных газов, в то время как питающий резервуар гейзера Великан характеризовался доминированием CO_2 (61,5 %) и N_2 (32,1 %), при значительном содержании метана (5.8 %) и водорода (0.45%).

Глава 3. ТЕРМОГИДРОДИНАМИЧЕСКОЕ TOUGH2 МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ 1-ГО ПОДПРУДНОГО ОЗЕРА НА ФУНКЦИОНИРОВАНИЕ ГЕЙЗЕРОВ

3.1. Инфильтрация холодных вод из Подпрудного озера-1 в гидротермальный резервуар Долины Гейзеров. 3 июня 2007 г. в Долине Гейзеров на левом склоне долины реки Гейзерной в верховьях ручья Водопадного произошел катастрофический оползень. Отложениями гигантского оползня и грязекаменной лавины были погребены все источники на ручье Водопадном. Оползень практически мгновенно изменил ландшафт и поверхностную гидротермальную деятельность, сформировав плотину, перегородившую долину реки Гейзерной. По размеру оползень относится к гигантским, объем оползня составляет 20,7 млн м³ (устн. сообщ. В. Н. Двигало, 2007 г.). Это крупнейший оползень на Камчатке в исторический период наблюдений и один из крупнейших, происходивших в историческое время в России. На дне Озера Подпрудного (глубиной 20-30 м), образовавшегося в результате оползня, оказались многочисленные горячие источники и постройки гейзеров [Леонов, 2017]. Озеро стало областью инфильтрации холодной воды в остальную часть гидротермальной системы Долины Гейзеров (рис. 2.6, 3.1).

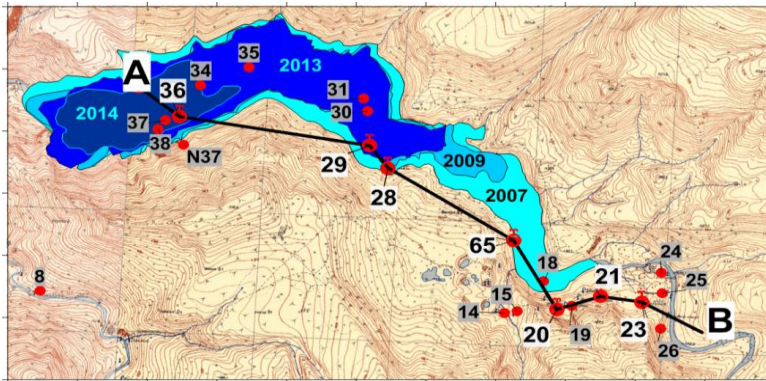


Рис. 3.1. Подпрудное озеро-1. Цветом показано распространение площади озера в 2007, 2009, 2013 и 2014 гг. Цифры на карте – номера гейзеров и горячих источников, соответствующие рис. 2.11 и табл. 1.1.

Для анализа условий функционирования основного гейзерного резервуара гидротермальной системы и оценки влияния Подпрудного озера-1 на гейзерную активность разработана численная 2D модель TOUGH2-EOS1+tracer, включающая моделирование процесса переноса трассера (в качестве которого рассматривался Cl-ион).

3.2. TOUGH2-моделирование влияния Подпрудного озера-1 на режим гейзеров и горячих источников на Нижне - Гейзерном поле

3.2.1. Модель гейзерного резервуара

Сборка модели. Для моделирования использовалось программное обеспечение TOUGH2-EOS3 [Pruess et al, 1999] и пре-пост-процессор PetraSim. Исходные данные для моделирования обоснованы результатами многолетнего мониторинга естественной разгрузки гидротерм (гейзеров и горячих источников), а также результатами 3D моделирования естественного состояния гидротермальной системы Долины Гейзеров [Kiryukhin et al., 2012].

Геометрия профильной 2D модели (рис. 3.2) в плане соответствует локальному (самому активному) участку термальной разгрузки Долины Гейзеров – узкой полосе шириной 100 м, длиной 1000 м. Верхняя граница модели совпадает с топографической поверхностью (а.о. самой высокой точки на поверхности модели 470 м), нижняя граница задана на а.о. 350 м (самая низкая а.о. в области модельной разгрузки). Модель включает две области: 1) область инфильтрации из озера в гидротермальную систему – это гейзеры Конус (36), Малый (29) и Большой (28), отражающие также инфильтрацию в расположенные рядом источники и гейзеры, которые находятся под водой озера; 2) область разгрузки (выше Подпрудного Озера) – это незатопленные озером гейзеры Щель (65), Великан (23) и горячие источники Грот (20) и Аверьевский (21), отражающие суммарный расход близрасположенных источников и гейзеров. Размеры модели в плане составляют 0,1 км².



Рис. 3.2. Геометрия, вычислительная сетка и зонирование численной 2D модели TOUGH2-EOS1+tracer, разработанной для моделирования изменения термогидродинамических параметров гидротермальной системы в условиях инфильтрации холодной воды из Подпрудного озера-1. Цифры на поверхности соответствуют гейзерам и горячим источникам Долины Гейзеров (см. рис. 2.11, табл. 1.1). Гейзеры 36, 29, 28 действуют как инжекторы холодной воды в гидротермальную систему после оползня 03.06.2007 г.

Вычислительная сетка. Построение вычислительной сетки привязано к координатам гейзеров и горячих источников и стратификации разреза на два основных слоя – геотермальный резервуар и водоупор. Высота каждого элемента модели равна 2 метрам (Z-координата), длина – 10 метрам (X-координата), ширина – 100 метрам (Y-координата).

Стратификация и зонирование модели, определение материальных свойств (рис. 3.2). В модели определены два слоя: гидротермальный резервуар и водоупор. Зонирование модели осуществляется по следующим доменам с различными материальными свойствами: RESER – вмещающий резервуар плиоцен-четвертичного возраста, CAPRK – водоупор, сложенный измененными риолитовыми туфами пачки Гейзерной, UPFLOW – ячейки модели, по которым передается тепло от предполагаемого корового магматического очага; INJEC – ячейки модели, в которых задается инфильтрация холодной воды из озера.

Материальные свойства. Для каждой зоны определены материальные свойства по аналогии с фильтрационно-емкостными свойствами пород, вмещающих геотермальные резервуары Паужетский и Мутновский (табл. 3.1).

Таблица 3.1. Материальные свойства, определенные для различных доменов в TOUGH2-модели влияния Подпрудного озера-1

Домены модели	Минер. плотность, кг/м ³	Пористость	Вертикальная проницаемость, м ²	Горизонтальная проницаемость, м ²	Теплопроводность, Вт/м ² С	Удельная теплоемкость, Дж/кг ² С
RESER	2600	0,4	5,0E-15	1,0E-12	1,5	1000
CAPRK	2600	0,4	1,0E-15	1,0E-15	10	1000
UPFLOW	2600	0,4	1,0E-12	1,0E-12	1,5	1000
INJEC	2600	0,4	1,0E-12	1,0E-12	1,5	1000

Начальные условия определены по результатам моделирования естественного состояния гидротермальной системы: для каждой ячейки модели заданы постоянная температура ($T=10^{\circ}\text{C}$), массовая доля трассерного вещества (Cl), равная (2 мг/л), и давление (P, Па), соответствующее гидростатическому.

Граничные условия заданы на подошве и на верхней границе модели (рис. 3.2). На подошве модели в домене UPFLOW в 50 ячейках задана фильтрация теплоносителя с суммарным расходом 250 кг/с, энтальпией 504 кДж/кг (120°C) и концентрацией Cl - иона 900 мг/л. Статус ячеек – Constant Flux (постоянные, которые могут изменяться). На верхней границе модели в водоупорном слое

(CAPRK) заданы постоянная температура ($T=10^{\circ}\text{C}$), давление ($P = 1,5$ бар), концентрация Cl^- - иона 2 мг/л. Давление на кровле 1,5 бар включает атмосферное давление 0,95 бар и давление 5-ти метрового слоя грунтовых вод (0,5 бар). Эти условия являются неизменными для всех ячеек водоупорного слоя.

Гейзеры и горячие источники на модели заданы как самоизливающиеся скважины (табл. 3.2) способом, описанным выше с индексами продуктивности PI , равными 10^{-7} м^3 . Давление на забое скважин определено как гидростатическое с учетом атмосферного давления.

Таблица 3.2. Основные параметры, заданные для гейзеров и горячих источников, как для самоизливающихся скважин в TOUGH-2 модели влияния Подпрудного озера-1

№ ист./гейзеров	Зона водопритока, от/до, м	Мощность зоны водопритока, м	Продуктивность, м^3	Давление, Па	Абс.отм. устья/забоя, м	Глубина, м
36	<u>371,9</u> 370,1	1,8	1,0E-7	3,26871 E5	<u>430,0</u> 350,0	80
28	<u>401,9</u> 400,1	1,8	1,0E-7	2,99118E5	<u>450,0</u> 350,0	100
29	<u>391,9</u> 390,1	1,8	1,0E-7	2,80617E5	<u>445,0</u> 350,0	95
65	<u>411,9</u> 410,1	1,8	1,0E-7	2,0661E5	<u>455,0</u> 350,0	105
20	<u>421,9</u> 420,1	1,8	1,0E-7	3,26871E5	<u>470,0</u> 350,0	120
21	<u>421,9</u> 420,1	1,8	1,0E-7	3,08369E5	<u>460,0</u> 350,0	110
23	<u>421,8</u> 420,1	1,8	1,0E-7	2,99118E5	<u>465,0</u> 350,0	115

3.2.2. Этапы моделирования. Моделирование выполнялось в несколько этапов: 1) воспроизведение естественного состояния локальной части термальной разгрузки гидротермальной системы; 2) в условиях инфильтрации холодных вод из озера через каналы затопленных гейзеров 36, 29, и 28 (гейзеры Конус, Малый, Большой) в течение 3-х лет; 3) воспроизведение термогидродинамических характеристик той же локальной области термальной разгрузки/инфильтрации при условии возобновления извержений гейзера 28 (Большого) в течение последующих 3-х лет; 4) моделирование влияния дополнительной области инфильтрации холодных вод выше (по течению реки) гейзера Великан в течение

4-х лет. Результаты моделирования предшествующих этапов использовались в качестве начальных условий для создания последующих моделей.

Для моделирования естественного состояния гидротермальной системы задана термальная разгрузка 250 кг/с, распределенная между семью скважинами, работающими в режиме самоизлива. Модель включает участок термальной разгрузки гидротермальной системы Долины Гейзеров, где расположены гейзеры 36 (Конус), 29 (Малый), 28 (Большой), 65 (Щель), 23 (Великан) и пульсирующие источники 20 (Грот), 21 (Аверьевский). Для них определены только условия разгрузки.

В процессе моделирования разных этапов вводились некоторые изменения в граничных условиях:

Для моделирования термогидродинамических характеристик в условиях инфильтрации холодных вод из озера термальная разгрузка (извержение гейзеров) задана только для гейзера Щель (65), источника Грот (20), источника Аверьевский (21), гейзера Великан (23), для остальных гейзеров – Конус (36), Малый (29) и Большой (28), задана инфильтрация холодной воды.

Для воспроизведения термогидродинамических характеристик в условиях возобновления извержений гейзера Большого, разгрузка была задана для гейзеров Большой (28) Щель (65), Великан (23), а также для источников Грот (20) и Аверьевский (21) и только для двух гейзеров – Конус (36) и Малый (29) задана инфильтрация холодной воды.

Для моделирования влияния дополнительной области инфильтрации на период извержений гейзера Великан была задана инфильтрация в русле р. Гейзерной выше по течению от гейзера Великан примерно в 80-100 м. Кроме того, инфильтрация по-прежнему была задана в гейзерах Конус (36) и Малый (29), а для остальных гейзеров и источников (Большой (29), Щель (65), Грот (20), Аверьевский (21), Великан (23)) заданы условия разгрузки.

3.2.3. Результаты моделирования

Результаты 1 этапа моделирования (моделирование естественного состояния гидротермальной системы) показаны на рис. 3.3.

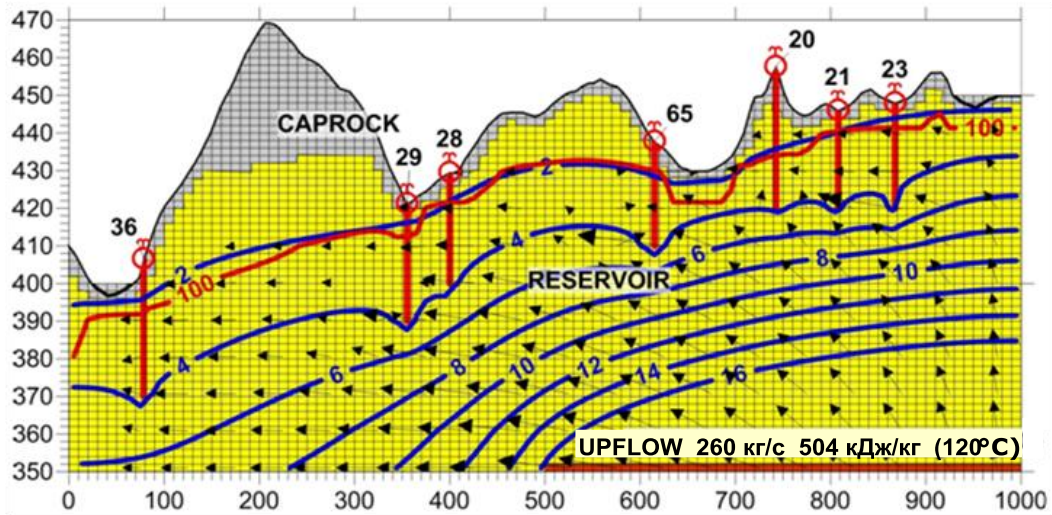


Рис. 3.3. Профильная термогидродинамическая модель естественного состояния продуктивного гейзерного резервуара Долины Гейзеров (Нижне-Гейзерный участок). Номера основных гейзеров соответствуют рис. 2.11 и табл. 1.1. На рисунке показана вычислительная сетка, расположение гейзеров и домены модели: резервуар (RESERVOIR), водоупорный слой (CAPROCK), зона восходящего потока теплоносителя (UPFLOW). Синими линиями показано распределение давления (бар), красная линия соответствует изотерме 100°С, векторами показано поле скоростей фильтрации.

Результаты 2 этапа моделирования, соответствующего образованию Подпрудного озера-1 и началу инфильтрации холодных вод в гидротермальный резервуар, показали увеличение давления от 2 до 3 бар в той локальной части резервуара, где по каналам гейзеров происходила инфильтрация холодной воды: в зоне водопритока гейзеров Конус (+ 3,5 бар), Малый (+ 2,6 бар), Большой (+1,6 бар) (рис. 3.4). Изменение давления в зоне водопритока гейзеров Щель, Великан, источников Грот и Аверьевский, (куда по граничным условиям вода из озера не попадала) было очень незначительным. Такая разница в изменении давления для разных гейзеров и источников подтверждает предположение о зависимости от расстояния и гидравлической связи между ними и озером. Но даже незначительное увеличение модельного давления в зоне действующих гейзеров и источников было синхронизировано с увеличением модельного расхода разгрузки на 1,7-5,5 % (табл. 3.3, рис. 3.5.), что свидетельствует о возрастании модельного давления в резервуаре в целом.

Результаты моделирования также показали резкое снижение температуры воды в зоне поглощения в каналах гейзеров Конус (-109,5° С), Малый (-3,3° С), где по граничным условиям была задана инфильтрация воды из озера в каналы гейзеров. В зоне действующих гейзеров (Щель, Великан) и источников (Грот, Аверьевский) значимых изменений температуры не фиксируется (рис. 3.6).

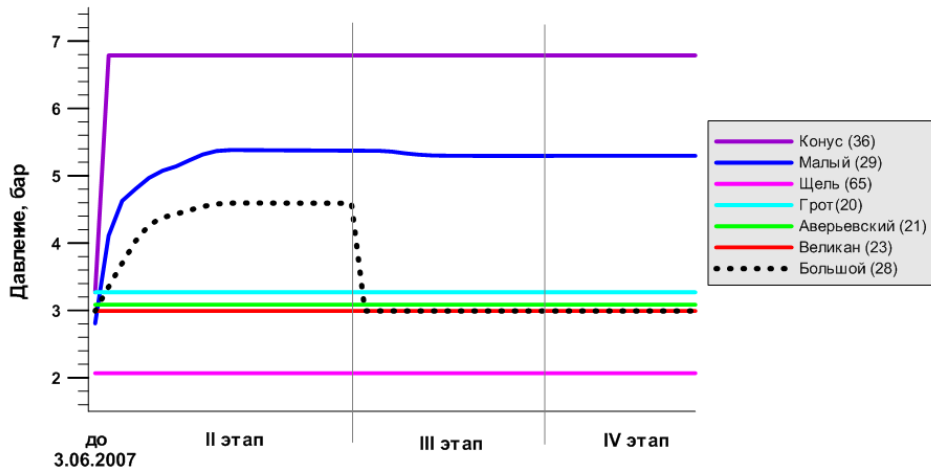


Рис. 3.4. Изменение модельного давления (P , бар) в источниках и гейзерах в зависимости от изменения термодинамических условий в гидротермальном резервуаре (Нижне-Гейзерный участок) на каждом этапе моделирования.

Таблица 3.3. Таблица изменения модельного расхода (Q , кг/с) источников и гейзеров в зависимости от изменения давления в гидротермальном резервуаре (TOUGH2-модель влияния Подпрудного озера-1).

№ гейзеров	В естественном состоянии г/т системы	При гидродинамическом подпоре резервуара за счет инфильтрации из озера-1	В состоянии извержения гейзера Большого	При гидродинамическом подпоре резервуара за счет дополнительной инфильтрации
36	19,09	----	----	----
29	34,25	----	----	----
28	18,32	----	28,32 (+52,6 %)	28,37 (+0,2 %)
65	50,92	53,73 (+5,6 %)	53,06 (-1,25 %)	53,27 (+0,4 %)
20	15,29	16,01 (+4,6 %)	15,86 (-0,94 %)	16,24 (+2,4 %)
21	25,93	26,53 (+2,4 %)	26,40 (-0,5 %)	27,23 (+3,1 %)
23	38,76	39,39 (+1,63 %)	39,26 (-0,3 %)	41,58 (+5,9 %)

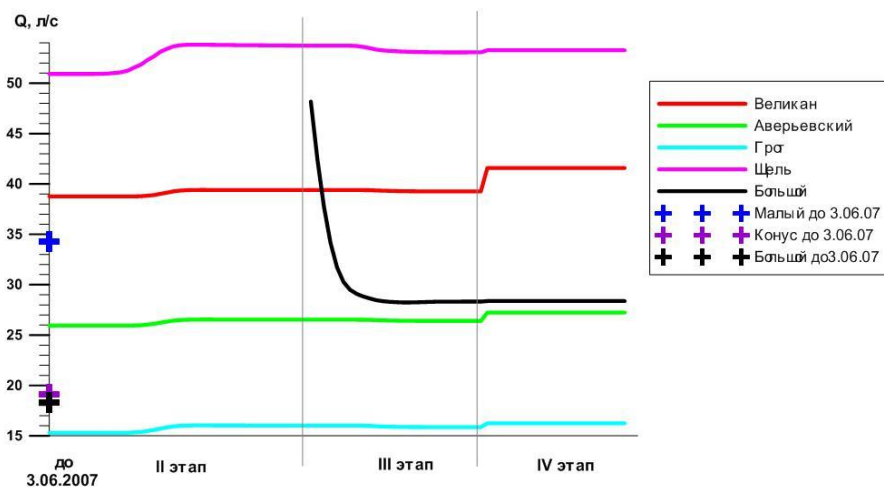


Рис. 3.5. Изменение модельного расхода (Q , кг/с) источников и гейзеров в зависимости от изменения давления в гидротермальном резервуаре (Нижне-Гейзерный участок) на каждом этапе моделирования.

В результате 2 этапа моделирования обнаружено снижение концентрации хлор-иона до фоновых значений (2 мг/л) в зоне поглощения в канале гейзеров Конус и Малый, в то время как в зоне действующих гейзеров и источников изменений концентрации хлор-иона не фиксируется.

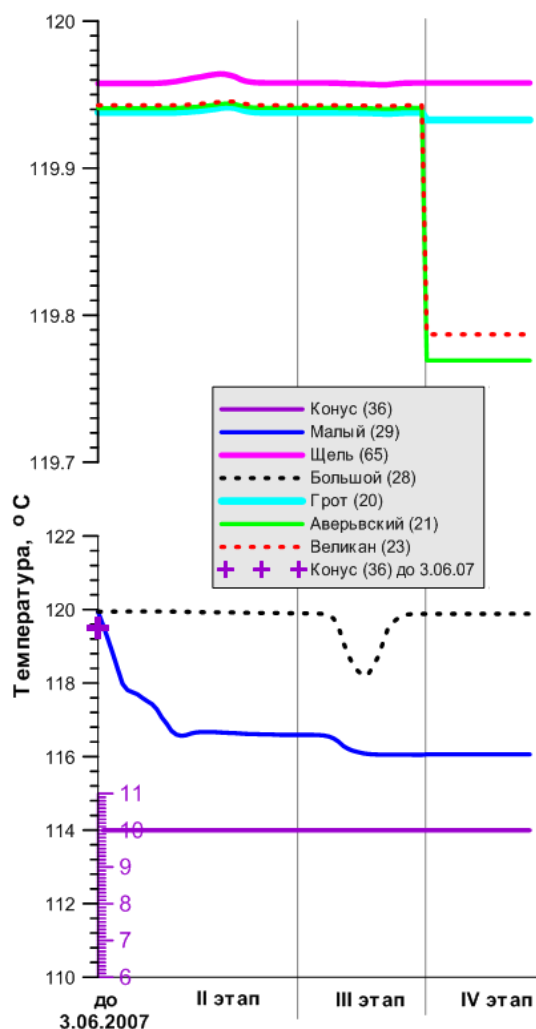


Рис. 3.6. Изменение модельной температуры T (°С) в зонах водопритока источников и гейзеров в зависимости от изменения термодинамических условий в гидротермальном резервуаре (Нижне-Гейзерный участок) на каждом этапе моделирования.

Результаты 3 этапа моделирования, соответствующего возобновлению извержений гейзера Большого (28) показали снижение давления в резервуаре под самим гейзером (на 35 %), а также незначительно снижение давления под гейзером Малым (на 1,45 %). Снижение давления в зонах водопритоков гейзеров Щель, Великан, источников Грот и Аверьевский оказалось незначительным, но было синхронизировано с понижением модельного расхода, что подчеркивает прямую зависимость расхода от давления: снизилось давление в резервуаре (за счет извержения гейзера Большого) и расходы разгрузки снизились (на 0,67 кг/с для гейзера Щель, на 0,13 кг/с для гейзера Великан, на 0,15 кг/с для источника Грот, и на 0,13 кг/с для источника Аверьевский). Важно отметить, что после

возобновления извержений модельного гейзера Большого, его установившийся расход стал равен 28,32 кг/с, что превышает его модельный расход в естественных условиях на 10 кг/с (52,6 %). Т. о. результаты 2 и 3 этапов моделирования показали, что при повышении давления в резервуаре расход разгрузки гейзеров и горячих источников увеличивается. И если допустить, что расход самоизлива обратно пропорционален ИВЕ гейзера (чем быстрее заполняется канал гейзера, тем чаще он извергается) то очевидно, что модельное увеличение расхода разгрузки гейзеров соответствует уменьшению ИВЕ гейзеров, фактически наблюдаемому в Долине гейзеров. На третьем этапе моделирования отмечено незначительное кратковременное понижение температуры воды в зоне водопритока гейзера Большого (вероятно по причине понижения гидродинамического давления в резервуаре), а затем ее восстановление до значения, близкого к естественному состоянию. Понижение давления в области гейзера Большого способствовало более интенсивному подъему глубинной воды и привело к восстановлению температуры. Извержение гейзера Большого также сказалось и на кратковременном снижении температуры и в зоне водопритока гейзера Малый (рис. 3.6). В гейзере Малом температура не восстановилась на 0,543 °С, т.к. он по-прежнему подвержен инфильтрации холодной воды. В результате 3 этапа моделирования концентрация хлор-иона в зоне водопритока всех моделируемых гейзеров и источников оставалась стабильной.

Результаты 4 этапа моделирования. Следует отдельно рассмотреть «реакцию» гейзера Великан на увеличение давления в резервуаре в условиях инфильтрации воды из озера через каналы трех гейзеров (Конус (36), Малый (29), Большой (28)) и в условиях возобновления извержений гейзера Большого (29), когда давление в резервуаре снизилось. Очевидно, что значимого изменения модельного давления в резервуаре под гейзером Великан не происходило. По результатам мониторинга известно, что в первые годы после катастрофического оползня, период извержений гейзера Великан значительно уменьшился до с 375-379 до 335-340 мин. (что было отмечено в Гл. 2). По результатам моделирования, на этапе инфильтрации воды из озера, незначительное увеличение давления под гейзером Великан и незначительное увеличение расхода разгрузки не объясняет фактически наблюдаемое уменьшение периода извержений (на 10.3-10.6 %) в условиях гидродинамического подпора озера. В связи с этим, в четвертом варианте моделирования рассмотрена возможность существования

дополнительной области инфильтрации, оказывавшей дополнительный гидродинамический подпор для гейзера Великан. Задание на модели такой области инфильтрации (в 100 м выше по течению реки от гейзера Великан) показало увеличение давления в резервуаре под гейзером и возрастание расхода его разгрузки на 5,9 %, что в целом объясняет наблюдаемое уменьшение ИВЕ гейзера Великан в первые три года после катастрофы.

При задании дополнительной области инфильтрации выше гейзера Великан, отмечено незначительное увеличение давления в районе гейзеров Малый, Большой, Щель, источников Грот и Аверьевский, и незначительное возрастание расхода их разгрузки (кроме гейзера Малого, находящегося под водой озера). Из вышесказанного следует, что расход разгрузки гейзеров и горячих источников является тем параметром, по которому можно сопоставить модель и действительность. Речь идет не об абсолютном, а об относительном изменении модельного расхода, показывающем не количественную, а качественную роль озера в этом процессе. Мы не можем сравнивать фактические изменения расхода с модельными изменениями расхода гейзеров, поскольку каждый модельный гейзер берет на себя также и разгрузку окружающих источников. Можно только сопоставить тенденцию фактических и модельных изменений расхода под влиянием озера на примере гейзеров Великан и Большой. По результатам моделирования расход гейзера Большого под влиянием озера увеличился на 52,6 % по сравнению с расходом в естественном состоянии гидротермальной системы, расход гейзера Великан при заданной дополнительной инфильтрации увеличился на 5,9 %. По фактическим результатам прямых измерений ИВЕ гейзеров Большой и Великан (учитывая, что расход самоизлива обратно пропорционален ИВЕ) можно допустить, что расход гейзера Большого увеличился на 41,5 %, а расход гейзера Великан увеличился на 10,3 %.

На этапе моделирования, когда задана дополнительная область инфильтрации выше гейзера Великан (по течению реки Гейзерной), модельная температура в зоне водопритока гейзера Великан и источника Аверьевский понизилась на $0,2^{\circ}\text{C}$ (рис. 3.6), температура остальных источников и гейзеров под влиянием дополнительной области инфильтрации не изменилась.

В результате 4 этапа моделирования концентрация хлор-иона в зоне водопритока всех моделируемых гейзеров и источников оставалась стабильной.

Таким образом, по результатам моделирования обнаружено, что основными изменениями в параметрах термодинамической системы Долины Гейзеров, вызванными гидродинамическим подпором Подпрудного озера-1, являются увеличение давления в продуктивном гейзерном резервуаре, синхронизированное с увеличением расхода разгрузки и уменьшением ИВЕ гейзеров (что согласуется с фактическими данными по гейзерам Большой и Великан).

Фактическим подтверждением увеличения давления в резервуаре, вследствие инфильтрации холодной воды, служит факт появления новых кипящих хлоридных источников на левом берегу р. Гейзерной (вблизи затопленных гейзеров 30-31, 34-37) и это удалось воспроизвести на модели (фото 3.1, рис. 3.7).



Фото 3.1. Новый источник, образовавшийся на левом берегу озера над урезом воды. Фото А.В. Кирюхина, 2012 г.

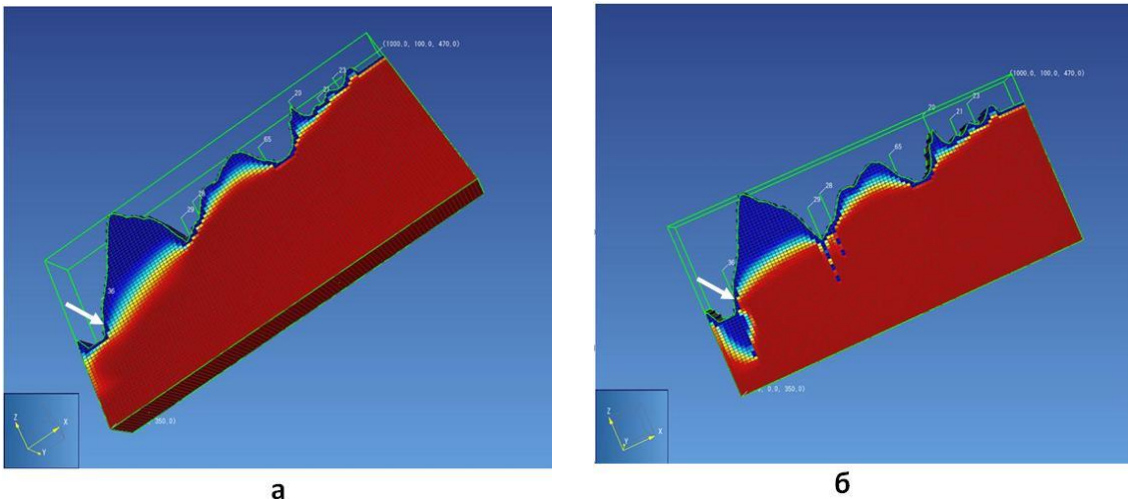


Рис. 3.7. Местоположение новообразованного горячего источника: а – в модели естественных условий гидротермальной системы, б – в модели условий инфильтрации холодной воды из Подпрудного озера-1.

Модельные гейзеры и источники, в которые не попадала вода, показали прямую зависимость температуры от давления в резервуаре: при возрастании давления следовало незначительное возрастание температуры; при падении

давления следовало незначительное падение температуры. В обоих случаях температура, в целом, восстанавливалась (возвращалась либо к температуре в естественном состоянии гидротермальной системы, либо к температуре приближенной к нему), т.е. с течением времени термодинамическая система приходила в состояние равновесия.

Отмеченное уменьшение (по сравнению с данными до 2007 г.) концентрации хлор-иона на 13 и 23% для гейзеров Великан и Большой на рассматриваемых моделях объяснить не удалось. Результаты моделирования на всех четырех этапах показали, что массовая доля трассерного вещества в зонах водопритока горячих источников и гейзеров осталась постоянной (таблица 3.4). Для гейзера Большого эти изменения возможны при существующей неполной герметичности стенок его ванны (ухудшающейся со временем). Но причину снижения Cl – иона в воде гейзера Великан не удалось объяснить даже путем задания дополнительной области инфильтрации.

Изменения модельных давления P (бар), расхода разгрузки (Q , кг/с), температуры T ($^{\circ}\text{C}$) и массовой доли трассерного вещества (Cl , мг/л) в зоне водопритока источников и гейзеров на всех этапах моделирования представлены на рис. 3.8 и в таблице 3.4.

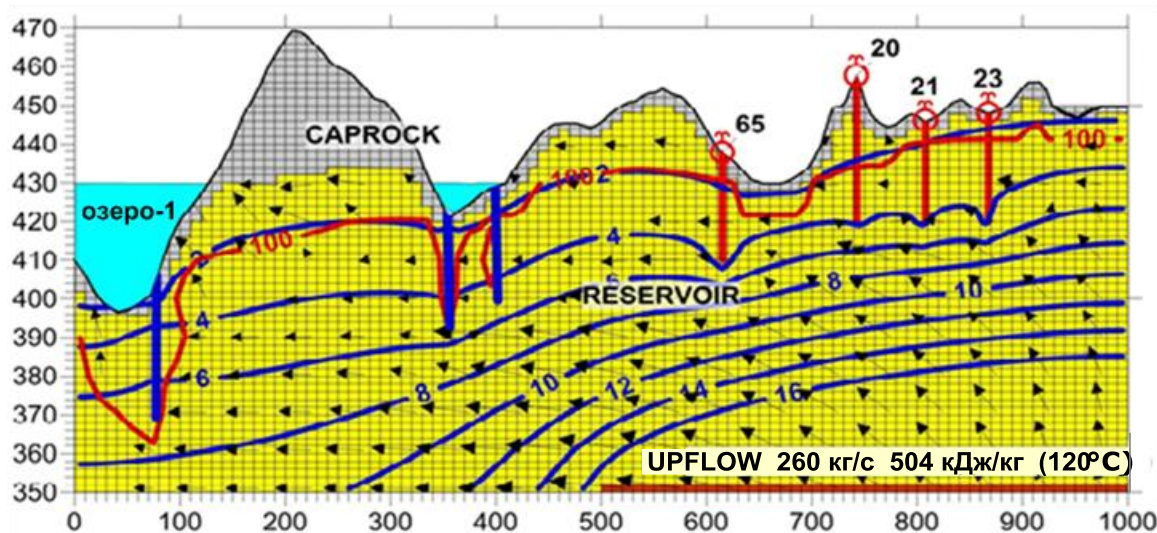


Рис. 3.8. Профильная термогидродинамическая модель нарушенного состояния продуктивного гейзерного резервуара Долины Гейзеров (Нижне-Гейзерный участок) после катастрофического обвала 03.06.2007 г. и появления Подпрудного озера-1. Номера основных гейзеров соответствуют рис. 2.11 и табл. 1.1. RESERVOIR - резервуар, CAPROCK - водоупорный слой, UPFLOW - зона восходящего потока теплоносителя. Синие тонкие линии - распределение давления в резервуаре (бар), красная линия – изотерма 100°C , векторы - поле скоростей фильтрации. Синими жирными линиями показаны каналы затопленных гейзеров, заданные на модели как границы с постоянной температурой 10°C и гидростатическим распределением давления.

Таблица 3.4. Изменение модельного давления (P, бар); расхода разгрузки (Q, кг/с); температуры T (°C) и массовой доли трассерного вещества (Cl, мг/л) в источниках и гейзерах в зависимости от изменения термодинамических условий в гидротермальном резервуаре (TOUGH2-модель влияния Подпрудного озера-1).

№ гейзера/ (элемент модели)	В естественном состоянии г/т системы	При гидродинамическом подпоре резервуара за счет инфильтрации из озера	В состоянии извержения гейзера Большого	При гидродинамическом подпоре резервуара за счет дополнительной инфильтрации
Давление (P, бар)				
36 (1008)	3,3	6,8	6,8	6,8
29 (2036)	2,8	5,4	5,3	5,3
28 (2540)	3	4,6	3	3
65 (3062)	2,1	2,1	2,1	2,1
20 (3575)	3,3	3,3	3,3	3,3
21 (3581)	3,1	3,1	3,1	3,1
23 (3587)	3	3	3	3
Расход разгрузки (Q, кг/с)				
36 (1008)	19,1	----	----	----
29 (2036)	34,3	----	----	----
28 (2540)	18,3	----	28,3	28,4
65 (3062)	50,9	53,7	53,1	53,3
20 (3575)	15,3	16,0	15,9	16,2
21 (3581)	25,9	26,5	26,4	27,2
23(3587)	38,8	39,4	39,3	41,6
Температура (T, °C)				
36 (1008)	119,48	10,0	10,0	10,0
29 (2036)	119,94	116,59	116,05	116,06
28 (2540)	119,94	119,91	119,88	119,88
65 (3062)	119,96	119,96	119,96	119,96
20 (3575)	119,94	119,94	119,94	119,93
21 (3581)	119,94	119,94	119,94	119,77
23 (3587)	119,94	119,94	119,94	119,79
Концентрация хлор-иона (Cl, мг/л)				
36 (1008)	899,2	2,0	2,0	2,0
29 (2036)	899,2	899,2	899,2	899,2
28 (2540)	899,2	899,2	899,2	899,2
65 (3062)	899,2	899,2	899,2	899,2
20 (3575)	899,2	899,2	899,2	899,2
21 (3581)	899,2	899,2	899,2	899,0
23 (3587)	899,2	899,2	899,2	899,0

Локальная часть модельного резервуара со значительным охлаждением и разбавлением по хлор-иону (рис. 3.7) была рассмотрена дополнительно. Для этого выполнялись моделирование 25-летней инфильтрации из Подпрудного озера-1. Результаты моделирования показывают, что термогидродинамический режим становится квазистационарным к концу первого года существования Подпрудного озера-1 (рис. 3.9).

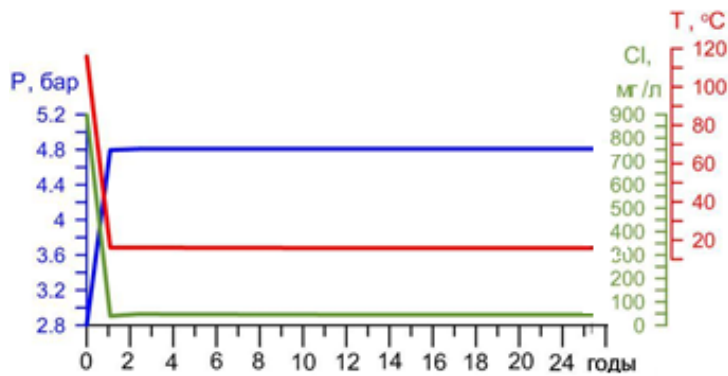


Рис. 3.9. Результаты моделирования 25-летней инфильтрации из Подпрудного озера-1.

Выводы по гл. 3

1. TOUGH2-EOS1+tracer- моделирование показало, что семилетняя инфильтрация холодных вод из Подпрудного озера-1 привела к следующим результатам: а) к возрастанию давления в гидротермальном резервуаре за счет гидродинамического подпора; б) к увеличению модельной разгрузки практически всех гейзеров (что соответствует наблюдаемому уменьшению ИВЕ гейзеров Большого и Великана) вследствие увеличения давления в резервуаре; в) к изменениям температуры воды в каналах гейзеров, в которые заливалась вода, но не повлияла на изменение температуры в геотермальном резервуаре в целом;

2. На указанной модели не удалось воспроизвести наблюдаемое разбавление по хлор-иону в воде гейзеров Большой и Великан. Снижение концентрации хлора в воде гейзера Большого - это результат прямого залива холодной воды в канал и плохой герметичности стенок ванны, что на модели задать невозможно. Моделирование не показало наблюдаемое разбавление хлора в гейзере Великане вследствие инфильтрации из Подпрудного озера-1. Это осталось задачей дальнейших исследований.

Глава 4. ТЕРМОГИДРОДИНАМИЧЕСКОЕ TOUGH2 EOS- 1+TRACSSER МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ 2-ГО ПОДПРУДНОГО ОЗЕРА НА ФУНКЦИОНИРОВАНИЕ ГЕЙЗЕРОВ

4.1. Модель гейзерного резервуара

4.1.1. Калибровка модели. 3.01.2014 г. в верхнем течении р. Гейзерной на левом берегу произошел обвал риолит - дацитовый экструзии ($\alpha\xi Q3$ 4), вызвав сход селя длиной 3 км и шириной 50-200 м, что значительно повредило гейзеры и горячие источники по пути его движения (рис. 4.1). Общий объем перемещенной массы оценивается в 3,2 млн. м³ (D. Добрынин, личн. сообщ.). Относительная высота селевых очагов достигла 10-15 м. Разрушительный сель 3.01.2014 полностью заблокировал кипящий источник Хлоридный (№ 54) горячие источники Кислый Котел (№ 56), N16 и N17 (возникшие после оползня-обвала 3.06.2007), и значительно повредил гейзеры в районе Нижне – Гейзерного поля. Канал гейзера Великан был заполнен селевым материалом доверху на глубину 5,3 м. Верхняя часть ванны по глубине была уменьшена до 0,2-0,3 м, а площадь поверхности ванны уменьшилась от 12 м² до 4-5 м² (наблюдения апреля 2014 г.). Сель 3.01.2014 г., полностью изменивший ландшафт Долины Гейзеров, создал еще одну дамбу и еще одно озеро – Подпрудное-2. По результатам мониторинга, после схода селя обнаружено изменение термогидродинамических - химических параметров для 2х основных гейзеров Большого и Великана. Для Большого отмечено очередное снижение ИВЕ (от 60 мин. до 44 мин.), незначительный рост концентрации Cl-иона и HCO₃, рост температуры по данным Na-K геотермометра. А для гейзера Великана - увеличение ИВЕ (от 90 мин. на 27 и 28 апреля 2014 г. до 130 мин. в сентябре 2014 г.), дальнейшее снижение концентрации Cl-иона и HCO₃, снижение содержания свободного CO₂, повышение температуры по данным Na-K геотермометра, повышение pH.

Для выяснения влияния нового озера на указанные выше параметры была разработана профильная TOUGH2 - EOS1 + трассер модель с последующим сопоставлением выходных результатов с фактически наблюдаемыми параметрами.

Геометрия модели TOUGH2 - EOS1 + трассер, включающей моделирование процесса переноса трассера (Cl-ион), изображена на рис. 4.2. Модель представляет собой локальную часть гидротермальной системы Долины

Гейзеров от Устьевого до Верхне-Гейзерного участков и охватывает неглубокозалегающий продуктивный гейзерный резервуар, состоящий из докальдерных верхне-плейстоценовых проницаемых озерных туфов и осадочных отложений, которые осложнены комплексом даек (Q_3^3 ust) устьевой пачки. Горизонтальные размеры модели продуктивного гейзерного резервуара составляют $5850 \text{ м} \times 100 \text{ м}$. Нижняя граница резервуара определена на а.о. 250 м. Верхняя граница совпадает с топографической поверхностью, максимальная а.о. в модели 700 м.

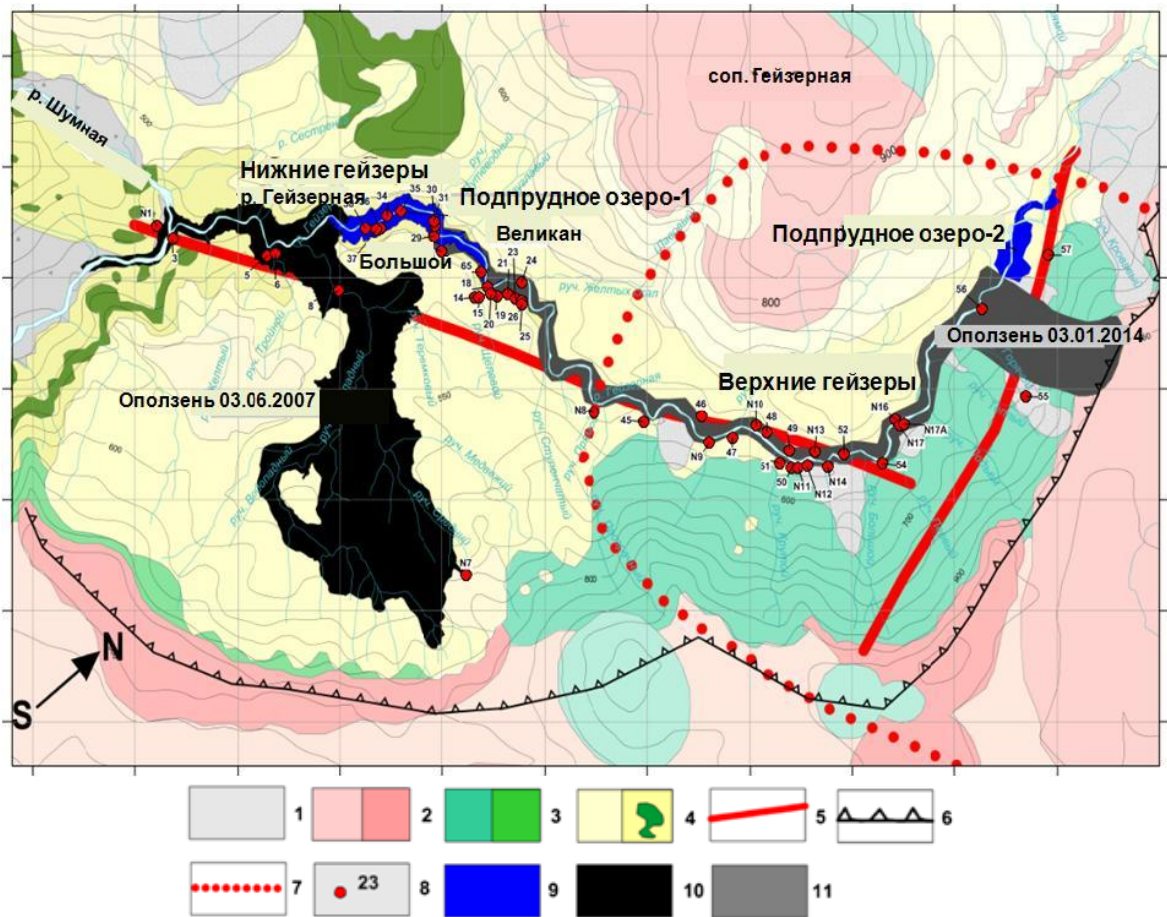


Рис. 4.1. Схема основного гейзерного резервуара гидротермальной системы Долины Гейзеров (от Устьевого участка до Верхне – Гейзерного) и позиции основных гейзеров и источников (номера соответствуют гл. 1, табл.1.1). Легенда: 1 – аллювиальные и ледниковые отложения Q_{3-4} ; 2 – проницаемые комплексы риолитовых, дацитовых и андезитовых экструзий ($\alpha\xi Q_3^4$); 3 – базальтовые, андезитовые и дацитовые лавы и пирокластика (αQ_3^{1-2}); 4 – относительно непроницаемые комплексы кальдерно-озерных отложений (Q_3^4 grn, pmz, js, и col), включая пемзовые туфы, песчаники и брекчии, докальдерные верхне - плейстоценовые проницаемые комплексы озерных туфов и осадочных отложений, осложненные комплексом даек (Q_3^3 ust); 5 – теплопроводящие зоны разломов; 6 – граница Узон-Гейзерной кальдеры; 7 – область поднятия, которая ассоциируется с предполагаемой проекцией активного магматического резервуара; 8 – гейзеры и горячие источники; 9 – Подпрудное озеро-1 и Подпрудное озеро-2, образованные оползнями и селями; 10 – катастрофический обвал - оползень 3.06.2007; 11 - селя 3.01.2014. Контуры селя 3.01.2014 г. оцифрованы по аэро-фото снимкам, выполненным в сентябре 2014 г. и обработанным А.Н. Матвеевым. Шаг сетки - 500 м.

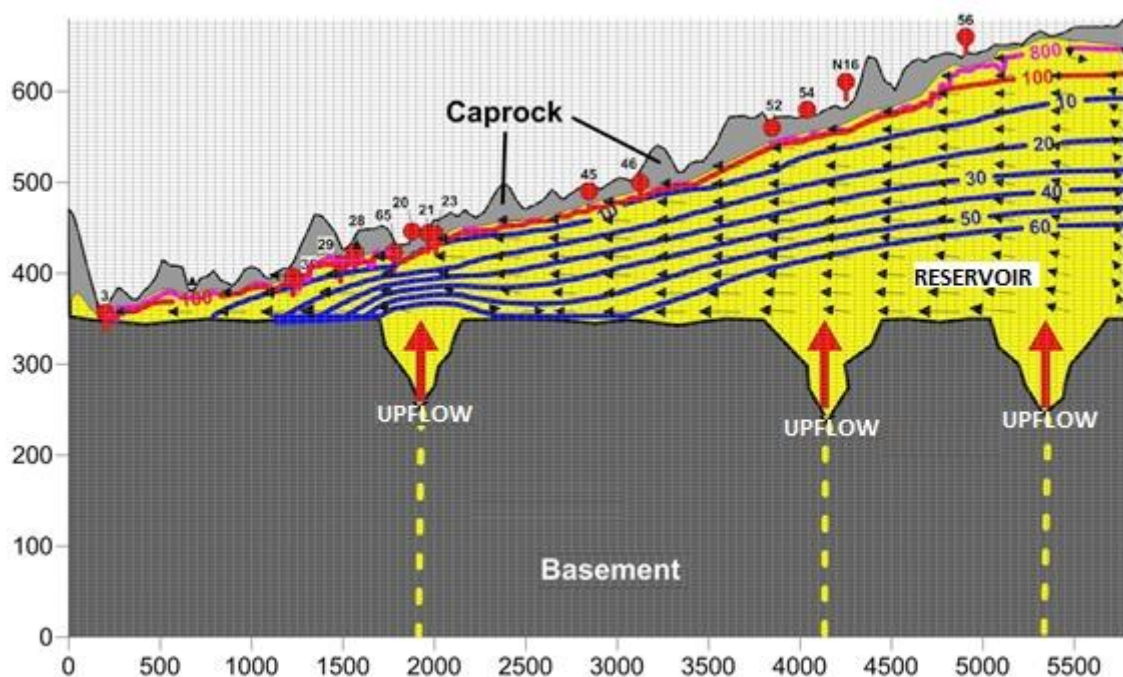


Рис. 4.2. Моделирование естественного состояния гейзерного резервуара (от Устьевого участка до Верхне – Гейзерного) до возникновения Подпрудных озер. На рисунке показана вычислительная сетка, зонирование модели и расположение гейзеров (красные кружки с номерами, соответствующими рис. 2.11 и табл. 1.1), распределение давления, бар (синие линии), изотерма 100°C (красная) и линия концентрации хлор-иона, равной 800 мг/л (сиреневая), векторы показывают поле скоростей фильтрации. Зоны модели: Upflow - зона восходящего потока теплоносителя; Reservoir – высокотемпературный продуктивный резервуар; Caprock – относительно водоупорный слой; Basement – фундамент.

Вычислительная сетка. В профильной 2D модели использована регулярная прямоугольная вычислительная сетка, включающая 16 848 элементов (ячеек) с размерами $\Delta X = 50$ м, $\Delta Y = 100$ м, и $\Delta Z = 5$ м.

Зонирование модели (рис. 4.2). Домен модели CAPROK определяется как водоупор, поэтому для него определена наименьшая проницаемость в модели и наибольшая теплопроводность. Домен модели RESERVOIR используется для описания изотермического резервуара с температурой 120° С. Домен модели UPFLOW (восходящий поток теплоносителя) используется для определения условий теплового питания и поступления Cl-иона. Домен модели INGEC используется для определения зоны инфильтрации холодной воды из Подпрудного озера-2. Домен модели INGEC вводится в модель после моделирования естественного состояния гидротермальной системы (перед началом моделирования инфильтрации).

Материальные свойства доменов модели выбраны по аналогии с фильтрационно-емкостными свойствами пород, вмещающих Паужетский и

Мутновский высокотемпературные гидротермальные резервуары (где хорошо изучены по результатам бурения скважин) и отражены в таблице 4.1.

Глобальные условия модели определены модулем состояния EOS1 (модуль вода+трассер). **Начальные условия** определены по результатам моделирования естественного состояния. **Граничные условия** заданы на верхней и нижней границах модели. На верхней границе модели граничные условия определены в области распространения верхнего водоупора (в домене CAPROK). Здесь задано фиксированное состояние (давление 2 бара, температура 10 °С, и фоновая концентрация Cl⁻ иона 2 мг/л). Заданное давление в 2,0 бара складывается из атмосферного давления 0,956 (\approx 1) бар и давления водонасыщенных пород водоупора, содержащих локальные грунтовые воды, равного 1 бар. Эти условия неизменны для всех ячеек водоупорного слоя (Fixed State). На нижней границе модели в домене UPFLOW задан приток глубинного теплоносителя с массовым расходом 260 кг/с и энтальпией 504 кДж/кг (120° С) в 5-ти ячейках модели. Величина тепловых источников рассчитана исходя из суммарного расхода термальной разгрузки, определенного В. М. Сугробовым хлоридным методом для Долины Гейзеров (см. Гл. 1). Величина массового расхода была разделена на 5 ячеек с расходом 52 кг/с для каждой ячейки (табл. 4.2). В этих же 5-ти ячейках, в домене UPFLOW, определены массовые источники поступления иона хлора Cl⁻ (табл. 4.3). Приток иона хлора в модельный резервуар в целом соответствует массовой доле хлора 0,0009 (концентрации 0,9 г/л), принятой для гидротермальной системы Долины Гейзеров. Учитывая, что массовый расход теплоносителя равен 260 кг/с, а массовая доля Cl⁻ равна 0.0009, то массовый приток Cl⁻ иона составляет 0,234 кг/с (260×0.0009). Эта величина также разделена на 5 ячеек и равна 0.0468 кг/с для каждой ячейки. Вертикальные границы модели термогидродинамически изолированы.

Разгрузка гейзеров и кипящих горячих источников определялась с помощью опции "самоизливающаяся скважина" для 13 скважин с глубиной, соответствующей рис. 4.2 с давлением в скважине, соответствующем сумме давления столба воды в скважине и атмосферного давления. Мощность зоны водопритока определена 5 м; индекс продуктивности задан 10^{-12} м³. Основные параметры, заданные для гейзеров и горячих источников, как для самоизливающихся скважин, отражены в табл. 4.4.

Таблица 4.1. Материальные свойства и тип элементов модели естественного состояния продуктивного гейзерного резервуара (от Устьевого участка до Верхне-Гейзерного) до возникновения Подпрудных озер (рис. 4.2).

Домены модели	Параметры модели
SAPRK (относит. водоупор)	
2500	Плотность, кг/м ³
0.4	Пористость
1e-17	Горизонтальная проницаемость, м ²
1e-17	Вертикальная проницаемость, м ²
10.0	Теплопроводность, W/м °C
1000	Удельная теплоемкость, J/kg °C
RESER (резервуар)	
2600	Плотность, кг/м ³
0.4	Пористость
6e-13	Горизонтальная проницаемость, м ²
2e-15	Вертикальная проницаемость, м ²
1.5	Теплопроводность, W/м °C
1000	Удельная теплоемкость, J/kg °C
UPFLOW (зона восх. потока теплоносителя)	
2600	Плотность, кг/м ³
0.4	Пористость
1e-12	Горизонтальная проницаемость, м ²
1e-12	Вертикальная проницаемость, м ²
1.5	Теплопроводность, W/м °C
1000	Удельная теплоемкость, J/kg °C
*INJEC (зона инфильтрации холодной воды из	
2600	Плотность, кг/м ³
0.4	Пористость
1e-12	Горизонтальная проницаемость, м ²
1e-12	Вертикальная проницаемость, м ²
1.5	Теплопроводность, W/м °C
1000	Удельная теплоемкость, J/kg °C

*Примечание: домен INJEC введен в модель после моделирования естественного состояния гидротермальной системы (перед началом моделирования влияния Подпрудного озера-2)

4.1.2. Данные для калибровки модели. Для калибровки модели по проницаемости резервуара использованы данные наблюдений по расходам разгрузки гейзеров и источников 3, 29, 28, 65, 20, 21, 23, 45, 46, 52, 54 и N16 (нумерация и названия соответствуют рис. 2.11 и табл. 1.1).

Таблица 4.2. Распределение массовых источников тепла в модели влияния Подпрудного озера-2

Массовые источники тепла	Кол-во ячеек	Величина теплового ист-ка, кг/с	Сумма, кг/с
1	2	52	104
2	1	52	52
3	2	52	104
Итого:			260

Таблица 4.3. Распределение массовых источников хлора в модели в модели влияния Подпрудного озера-2

Массовые источники Cl	Кол-во ячеек	Величина ист-ка Cl, кг/с	Сумма, кг/с
1	2	0.0468	0.0936
2	1	0.0468	0.0468
3	2	0.0468	0.0936
Итого:			0.234

4.2. TOUGH2-EOS1+traccer моделирование. Моделирование проводилось в два этапа: 1) моделирование естественного состояния локальной части гидротермальной системы Долины Гейзеров до того, как 3.01.2014 г. в верховьях р. Гейзерной сошел сель; 2) моделирование влияния Подпрудного озера-2 на функционирование гейзеров и горячих источников на Верхне - Гейзерном участке.

4.2.1. Моделирование естественного состояния гидротермальной системы. Время моделирования было задано на 1 млн лет и выполнялось до устойчивого состояния (Study State Conditions), т. е. до состояния, когда в модели уже не было никаких изменений. Первоначально для домена RESER значение горизонтальной проницаемости было задано $1E-12 \text{ м}^2$. Но при попытке воспроизведения на модели естественных условий гидротермальной системы, источники N 16 и 54 оказались непродуктивными, т.е. проницаемость была высокой, и давления в резервуаре было недостаточно. Когда горизонтальная проницаемость резервуара была уменьшена до значения $1E-13 \text{ м}^2$ (увеличили давление, создав подпор резервуара), из источников N 16 и № 54 была получена продукция, но из-за низкой проницаемости произошло охлаждение резервуара в районе гейзера Первенец (3) (номера соответствуют рис. 2.11 и табл.1.1). В связи с этим было выбрано практически среднее (между $1E-12$ и $1E-13$) значение горизонтальной проницаемости резервуара, равное $6E-13 \text{ м}^2$, что позволило воспроизвести на модели термогидродинамические условия, соответствующие наблюдаемым в гидротермальной системе. Температура воды в резервуаре распределена таким образом, что соблюдаются условия функционирования гейзеров. В локальной части модели (источник 56 и выше по разрезу), где фактически находится паровой резервуар, температура от 80 до 40 °С. Восходящий поток горячей воды в основном разгружается в гейзеры и источники,

заданные на модели с величиной расхода, показанной в таблице 4.5. Давление с глубиной возрастает и его максимальное значение отмечается в зонах поступления термального флюида (64 бар).

Распределение хлор-иона в модели достаточно однородно. Минимальное значение ω (Cl) (ω - массовая доля) составляет 0.000599 (0,6 г/л) и наблюдается выше источника 56, где фактически находится паровой резервуар. В остальных зонах модели ω (Cl) составляет 0.000900, что соответствует концентрации 0,9 г/л.

Т. о. в процессе моделирования естественного состояния (установившихся условий), была выявлена оптимальная величина проницаемости гидротермального резервуара Долины Гейзеров.

Таблица 4.4. Основные параметры, заданные для гейзеров и горячих источников, как для самоизливающихся скважин в модели влияния Подпрудного озера-2

№ гейзера скв.	Фактич. а.о. устья, м	Модельная а.о. забоя, м	Интервал зоны водоприт., м	Мощн. зоны водоприт., м	№ ячейки для зоны водоприт.	А. о середины ячейки зоны водопритока	Глубина скв., м	Давление на забое скв., бар
3	357	345	345-350	5	8078	347,5	9,5	1,95
36	396	375	375-380	5	8800	377,5	18,5	2,85
29	411	400	400-405	5	9390	402,5	8,5	1,85
28	423	400	400-405	5	9392	402,5	20,5	3,05
65	423	405	405-410	5	9513	407,5	15,5	2,55
20	446	405	405-410	5	9515	407,5	38,5	4,85
21	444	415	415-420	5	9751	417,5	26,5	3,65
23	443	420	420-425	5	9869	422,5	20,5	3,05
45	490	460	460-465	5	10821	462,5	27,5	3,75
46	500	465	465-470	5	10944	467,5	32,5	4,25
52	560	515	515-520	5	12128	517,5	42,5	5,25
54	580	530	530-535	5	12483	532,5	47,5	5,75
N 16	611	535	535-540	5	12605	537,5	73,5	8,35
56	660	560	560-565	5	13203	562,5	97,5	10,75

Таблица 4.5. Расход разгрузки гейзеров и горячих источников на модели естественного состояния гидротермальной системы Долины Гейзеров при горизонтальной проницаемости резервуара 6E-13 м².

№ гейзера ист-ка	№ ячейки	Q, л/с. Естественное состояние г/т системы	№ гейзера ист-ка	№ ячейки	Q, л/с. Естественное состояние г/т системы
3	8078	0.77	23	9869	1.65
36	8800	3.54	45	10821	1.32
29	9390	1.99	46	10944	2.69
28	9392	2.36	52	12128	0.93
65	9513	2.80	54	12483	0.61
20	9515	2.79	N16	12605	0.52
21	9751	1.78	56	13203	*

**Примечание: для скв. 56 опция "самоизливающаяся скважина" отключена.*

4.2.2. Моделирование состояния гидротермальной системы в условиях инфильтрации холодных вод из Подпрудного озера-2. Для задания на модели озера часть ячеек домена CAPRK и часть ячеек домена RESER были переведены в домен INJEC (инфильтрация холодной воды из Подпрудного озера-2) в том месте, где это озеро возникло (рис. 4.3). Результаты моделирования естественного состояния локальной части гидротермальной системы Долины Гейзеров использованы как начальные условия для моделирования инфильтрации холодной воды из Подпрудного озера-2 (после селя 3.01.2014 г.). Точная высота плотины, образовавшей озеро, неизвестна. Поэтому на модели необходимо было задать такое значение давления для домена INJEC (глубину озера), при котором исчезли бы (остыли бы) источники 56 и N 16, что мы фактически наблюдаем в Долине Гейзеров после 2014 г. Исходя из этого, моделирование инфильтрации холодной воды из озера выполнялось в 3х вариантах (при различных значениях давления подпора (задавалось в домене INJEC)).

В I варианте моделирования фильтрации из озера домен INJEC задан в модели как фиксированное состояние с гидростатическим давлением 2,5 бара. Фиксированное граничное условие домена INJEC определяется его нижними элементами, и заданное в этих элементах давление 2,5 бара означает, что на эти ячейки действует 15 м водяного столба (глубина озера) и атмосферное давление, равное 1 бар. Моделирование задано на 20 лет.

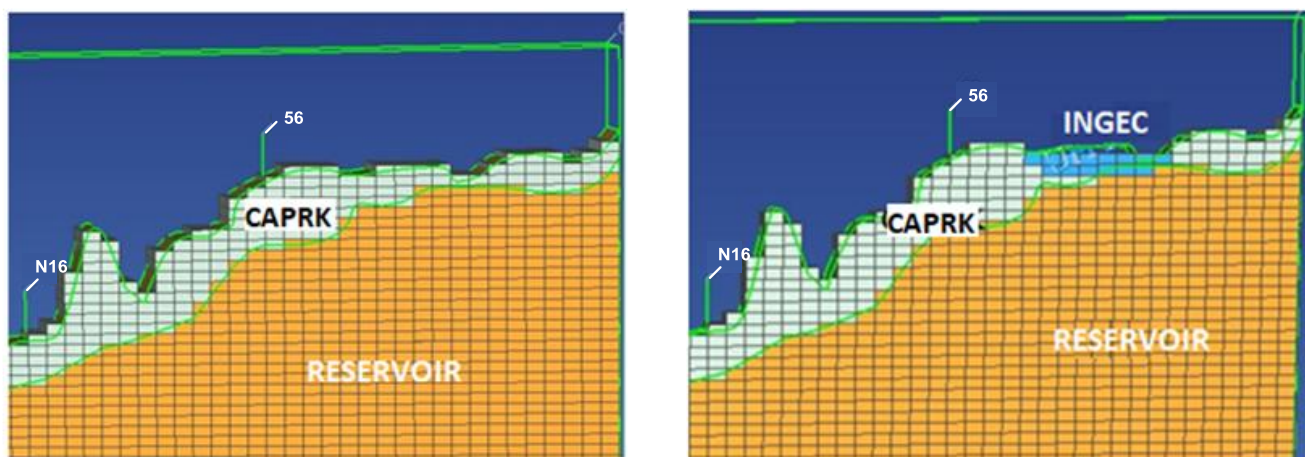


Рис. 4.3. Введение в модель нового материала INJEC. Рисунок слева – часть модели естественного состояния гидротермальной системы; рисунок справа – та же часть модели после схода селя и образования Подпрудного озера-2.

Во II варианте моделирования инфильтрации из озера была частично изменена геометрия модели (3 ячейки домена CAPRK были переведены в домен INJEC) и увеличено гидростатическое давление Подпрудного озера-2 до 4,0 бар. Заданное в домене INJEC давление 4,0 бара предполагает, что на его нижние ячейки воздействует 30 м водяного столба (глубина озера) и атмосферное давление, равное 1 бар.

В III варианте моделирования задана инфильтрация холодной воды из Подпрудного озера-2 с гидростатическим давлением 7,0 бар. Задание давления 7,0 бар увеличивало глубину озера до 60 м водяного столба. В каждом из вариантов в домене INJEC задавалась температура воды 10° С. Время моделирования составляло 20 лет.

Во всех вариантах моделирования в зонах водопритока ближайших к озеру гейзеров и источников фиксируются незначительные увеличения расходов, связанные с подпором Подпрудного озера-2, но не выявлены какие-либо изменения по температуре и массовой доле хлора в термальной воде. А в ячейках модели, расположенных непосредственно под озером, кроме обнаруженных незначительных изменений по давлению, воспроизводятся изменения по температуре и концентрации хлор-иона.

1. При заданной глубине озера 15 м для анализа выбраны порядка 60 ячеек модели непосредственно под озером, принадлежащих доменам CAPRK и RESER. В результате анализа было обнаружено, что в ячейках, принадлежащих домену CAPRK, никаких изменений по температуре и содержанию Cl-иона не

произошло. В ячейках, принадлежащих домену RESER произошло падение температуры на 0,3-16,0 °С и уменьшение массовой доли хлора в воде на величину от 1 до 800 мг/л (в 15 ячейках) до глубины 30-35 м. Отсутствие изменений концентрации Cl⁻ на большей глубине позволяет утверждать, что ниже этой границы метеорная вода не проникла. Ниже границы 30-35 м отмечено только понижение температуры на 0,2-7,0 °С. Пример изменений в ячейках модельного резервуара, расположенных непосредственно под озером показан на рис. 4.4, 4.5.

2. При заданной глубине озера 30 м выполнен анализ еще в 50-ти дополнительных ячейках. В результате отмечено незначительное увеличение давления в источниках, ближайших к озеру; понижение температуры на 12,2-16,0° С и снижение массовой доли хлора еще в 3 ячейках до глубины 35-40 м. Отсутствие изменений по концентрации Cl⁻ на больших глубинах позволяет предполагать, что ниже глубин 35-40 м метеорная вода не проникла. Ниже границы 35-40 м отмечено только понижение температуры на величину от 0,4 до 12,5° С. Пример вычисления границы проникновения метеорной воды представлен на рис. 4.6. Т. о., несмотря на заданное дополнительное давление в озере (повысили его уровень до 30 метров), оно и в этом случае не оказало влияния на исследуемые параметры гидротермальной системы в целом, поскольку даже в зонах водопритока ближайших к озеру источников N 16 и 54 не произошло изменений ни по температуре, ни по расходу разгрузки, ни по содержанию Cl-иона.

3. При заданной глубине озера 60 м дополнительно проанализировано еще 47 ячеек. В результате также отмечено некоторое увеличение давления в источниках, ближайших к озеру, падение температуры на 4,0-30,0° С, снижение массовой доли хлора в 7 ячейках до глубины 40-45 м. Ниже границы проникновения метеорных вод (40-45 м) также отмечено только понижение температуры на величину от 9,0 до 1,2° С.

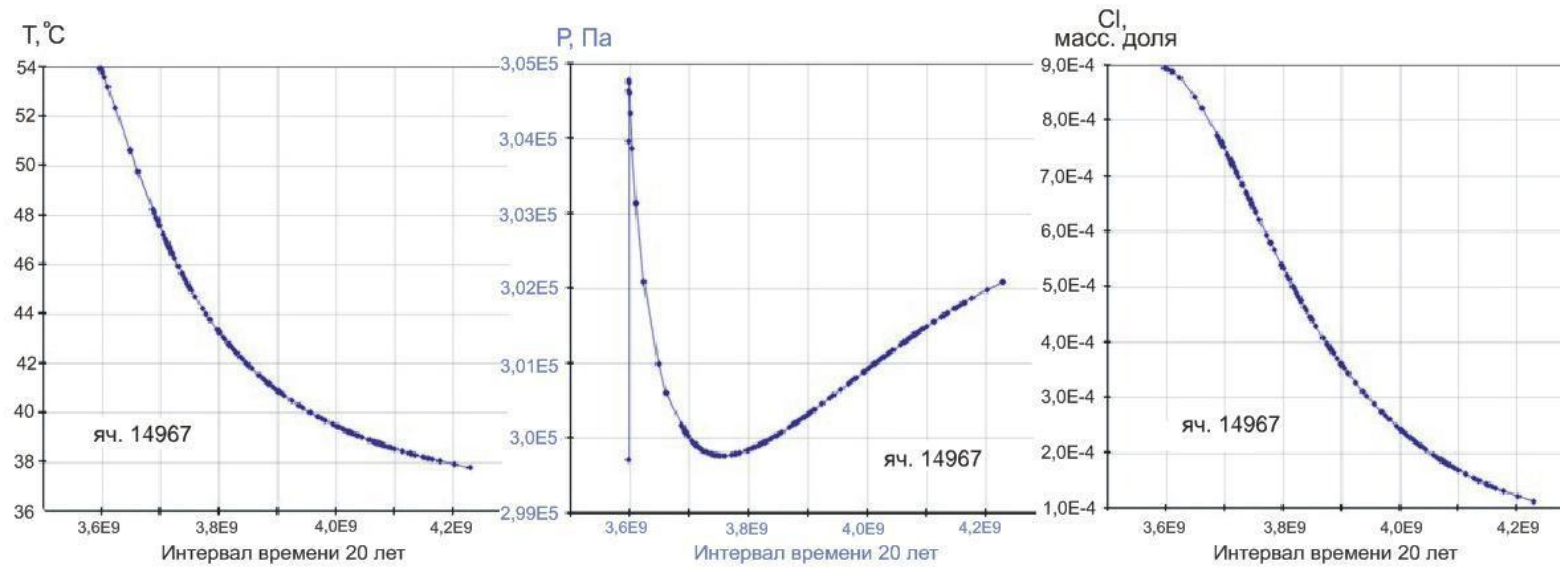


Рис. 4.4. Пример изменений в ячейке домена RESER (яч. 14967), где произошло падение температуры, незначительное падение давления и значительное уменьшение массовой доли хлор-иона.

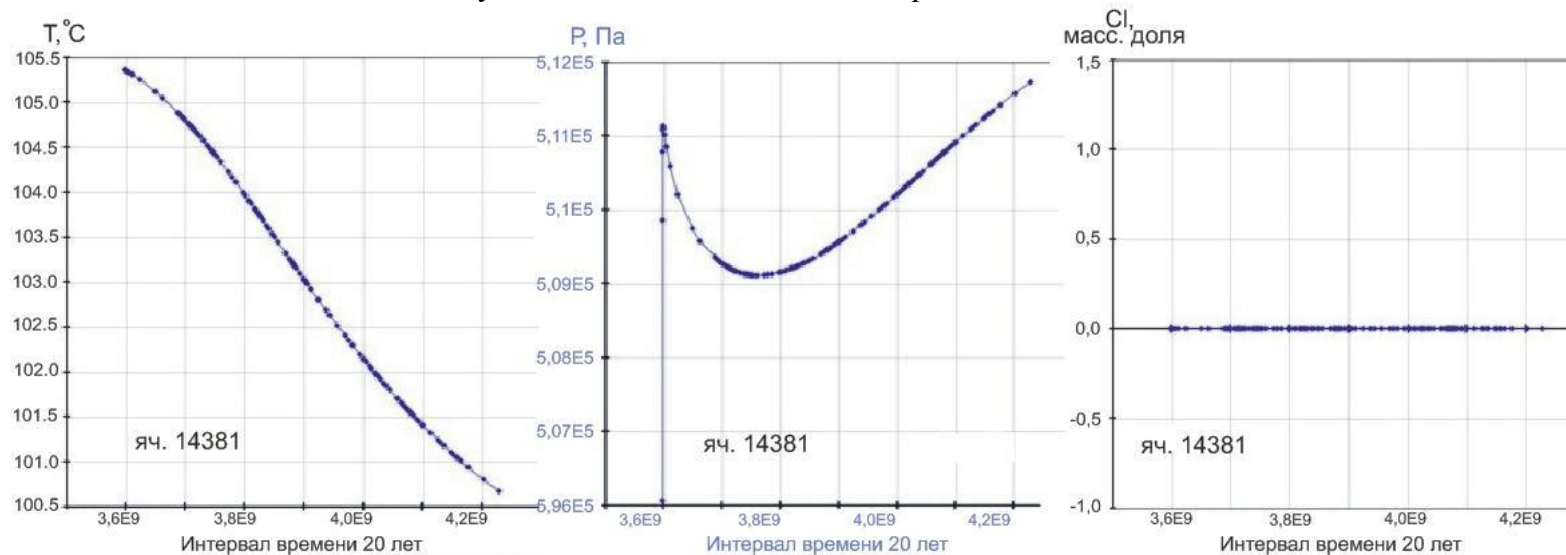


Рис. 4.5. Пример изменений в ячейке домена RESER (яч. 14381), где произошло падение температуры, незначительное возрастание давления и нет изменений по массовой доле хлор-иона.

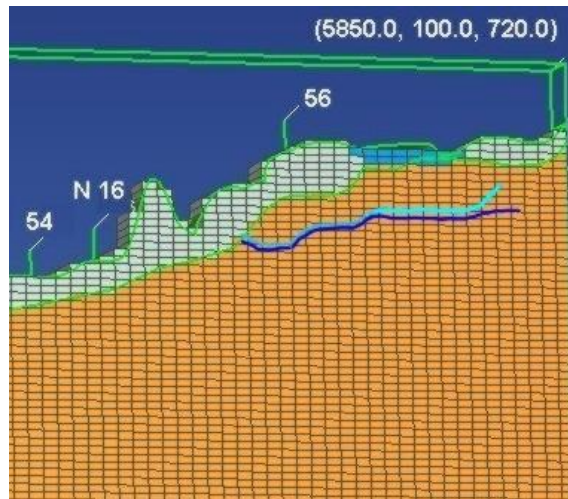


Рис. 4.6. Модельная глубина проникновения воды из Подпрудного озера-2: голубая линия при заданном давлении в озере 2,5 бара, фиолетовая линия – 4.0 бара.

На рисунке 4.7 показан результат моделирования инфильтрации из Подпрудного озера-2 с тремя вариантами гидростатического давления, заданного в домене INGEC.

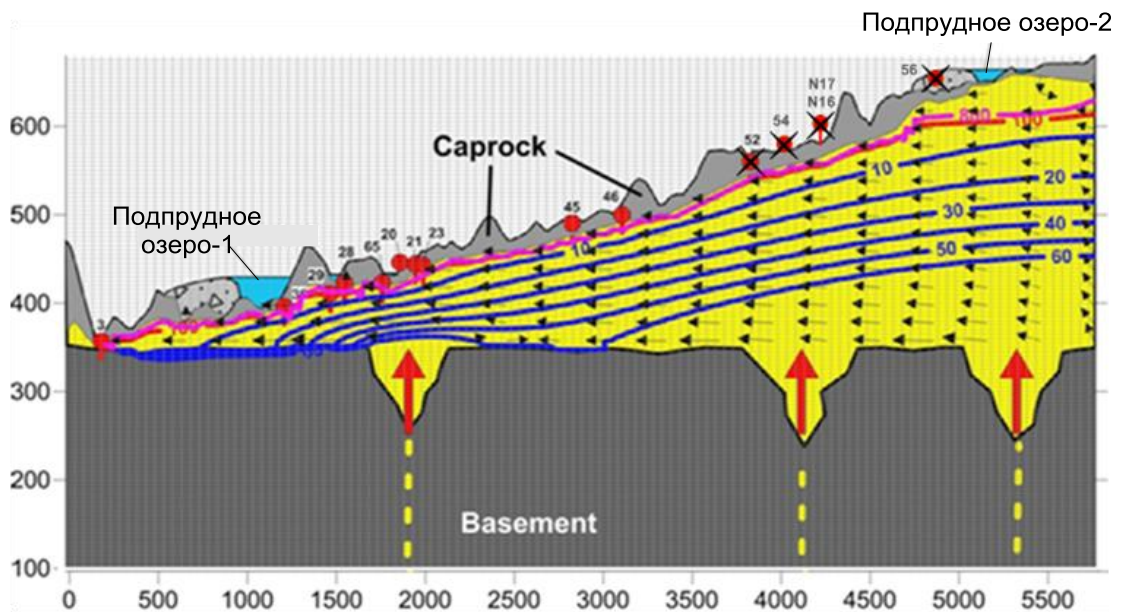


Рис. 4.7. Моделирование состояния гейзерного резервуара от Устьевого участка до Верхне – Гейзерного) в течение 20 лет инфильтрации из Подпрудного озера-2 (гидростатическое давление озера 7 бар). На рисунке показана вычислительная сетка, зонирование модели и расположение гейзеров (красные кружки с номерами, соответствующими рис. 2.11 и табл. 1.1), распределение давления, бар (синие линии), изотерма 100°C (красная) и линия концентрации хлор-иона, равной 800 мг/л (сиреневая), векторы показывают поле скоростей фильтрации. Зоны модели: Upflow - зона восходящего потока теплоносителя; Reservoir – высокотемпературный продуктивный резервуар; Caprock – относительно водоупорный слой; Basement – фундамент.

Анализ результатов моделирования инфильтрации из Подпрудного озера -2 в гидротермальный резервуар показал, что в возможном диапазоне повышения давления за счет подпора, в продуктивном гейзерном резервуаре не происходит существенных изменений. Мощность плотины визуальна не превышает 20-30 м. Озеро, образовавшееся в результате селя 03.01.2014 г., визуальна не глубже 10 м. Поэтому возможность диапазона подпора озера составляет от 10 до 30 м. Задавая разные значения давления озера, было задано и экстремальное значение 7 бар, а это означает, что уровень озера был поднят на 45 м (или + 45 м столба воды) по сравнению с уровнем, заданным первоначально. Но даже с экстремальным значением давления 7 бар на модели не было значительного теплового воздействия озера на геотермальный резервуар в течение 20 лет. В зонах водопритока даже ближайших к озеру источников N 16 и 54 не произошло существенных изменений их расхода разгрузки, а также содержания Cl-иона в воде. Озеро создало под собой небольшую холодную линзу, которая кондуктивно (за счет теплопроводности) охлаждает локальную часть резервуара ниже границы контакта с озерными водами.

Выводы по гл. 4

1. Определена зона теплового воздействия Подпрудного озера-2 – в гейзерном резервуаре под озером сформировалась линза холодной воды до глубины 40-50 м. Озеро не оказало влияния на очередное снижение ИВЕ гейзеров Большого и Великана, на дальнейшее снижение концентрации Cl-иона, температуры в воде гейзера Великана, на исчезновение источников N 16 и 54 (Хлоридного).

2. Подпрудное озеро-2 не оказало теплового и гидродинамического воздействия на гейзерный резервуар в целом, инфильтрация на глубину больше 40-50 м не произошла, потому что сформировался баланс сил между высоким давлением притока глубинного теплоносителя и давлением холодной воды.

3. В процессе моделирования естественного состояния гидротермальной системы Долины Гейзеров, экспериментальным путем было определено значение горизонтальной проницаемости для гейзерного резервуара, которое оценивается в диапазоне от 0.1 Д до 1 Д.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ условий формирования и функционирования гейзеров, а также анализ результатов мониторинга за основными гейзерами и горячими источниками после образования двух Подпрудных озер привели к следующим выводам:

1. TOUGHREACT-EOS2-моделирование показало, что в проницаемой разломной зоне неизменных риолитовых и дацитовых туфов, слагающих артезианско-вулканогенные бассейны, формирование самоизолирующихся каналов разгрузки гидротермальной системы (в том числе каналов гейзеров) возможно. В условиях сквозной напорной восходящей фильтрации высокотемпературных ($> 140^{\circ}\text{C}$) термальных вод одновременно с растворением вулканического стекла происходит увеличение пористости и проницаемости в осевой части восходящего потока термальных вод и уменьшение пористости и проницаемости (образование непроницаемой зоны) в периферической оболочке восходящего потока за счет осаждения аморфного кремнезема (гейзерита). Результаты TOUGH2-EOS2-моделирования термогидродинамического режима течения газонасыщенного флюида в канале гейзера показало, что для кипения по всей глубине канала и извержения гейзеров достаточно присутствие неконденсирующихся газов с величиной массового газосодержания от 0.0001 (0.1 г/л) и больше. Для гейзеров Большого и Великана необходимо массовое газосодержание CO_2 от 1 до 10 г/л.

2. По результатам мониторинга гидрогеологического режима Долины Гейзеров после катастрофического оползня 3.06.2007 и до селя 3.01.2014 г. установлено, что характеристики гейзеров Великан и Большой претерпели существенные изменения:

а) по гейзеру Большому – ИВЕ снизился на 41,5 % (со 108 до 63 мин.); его активность определялась уровнем Подпрудного озера-1 – извержения были возможны лишь при уровне, исключаящем прямой залив холодной воды в канал гейзера; отмеченное разбавление по хлору в воде гейзера составляет 23 %;

б) по гейзеру Великан - ИВЕ зависел от количества атмосферных осадков, попадающих в ванну гейзера, обильных снегопадов и тайфунов; ИВЕ снизился на 10,6-10,3 % (от 375 - 379 мин. до 335-340 мин.); максимальный ИВЕ составил 32 часа; аномальные значения ИВЕ имеют выраженный сезонный характер и происходят только в зимнее время; в среднем увеличение ИВЕ зимой по сравнению с летом составляет около 40-50 мин., что связано с более интенсивным охлаждением ванны гейзера; отмеченное разбавление по хлору в канале гейзера составляет 12 %;

3. Связь ИВЕ гейзера Великан с атмосферным давлением не выявлена.

4. Определено среднее значение глубинной составляющей водной разгрузки гидротермальной системы на нижнем створе плотины Подпрудного озера-1 (что составляет 215 кг/с). Отмечено снижение ее величины (на 31%) в период весенне-летнего паводка; установлена обратная зависимость разгрузки глубинной составляющей от уровня озера, что связано с подпором термального потока за счет инфильтрации метеорных вод из озера.

5. Установлено, что за исследуемый период газовый состав каналов гейзеров и кипящих источников характеризовался преобладанием атмосферных газов, в то время как питающий резервуар гейзера Великан характеризовался доминированием CO_2 (61,5 %) и N_2 (32,1 %) при значительном содержании метана (CH_4 , 5,8 %) и водорода (H_2 , 0,45 %).

6. Термогидродинамическое TOUGH2-EOS1+traccer моделирование влияния Подпрудного озера-1 на функционирование гейзеров показало, что семилетняя инфильтрация холодных вод приводит к возрастанию давления в гидротермальном резервуаре за счет гидродинамического подпора, соответствующего увеличению модельной разгрузки оставшихся на поверхности гейзеров, появлению новой термальной разгрузки по контуру озера и понижению температуры воды в каналах затопленных гейзеров. Вместе с тем, данная модель не показывает существенного изменения температуры в геотрмальном резервуаре в целом и наблюдаемого снижения концентрации по хлор-иона в воде гейзеров Большого и Великана. Снижение концентрации хлора в воде гейзера Большого

можно рассматривать как результат прямого залива холодной воды в канал и плохой герметичности стенок ванны, что на модели задать невозможно. Но наблюдаемое разбавление хлор-иона в воде гейзера Великана не удалось воспроизвести ни моделированием инфильтрации из Подпрудного озера-1, ни заданием дополнительной области инфильтрации выше по течению реки Гейзерной. Это осталось задачей дальнейших исследований.

7. В результате термогидродинамического TOUGH2-EOS1+tracer моделирования влияния Подпрудного озера-2 на функционирование гейзеров определена зона теплового воздействия Подпрудного озера-2. Стало очевидно, что озеро не оказало влияния на очередное снижение ИВЕ гейзеров Большого и Великана, на дальнейшее снижение концентрации Cl-иона и температуры воды гейзера Великана, на исчезновение источников N 16, N17 и 54 (Хлоридного). Подпрудное озеро-2 не оказало теплового и гидродинамического воздействия и на гейзерный резервуар в целом. В гейзерном резервуаре под озером сформировалась линза холодной воды до глубины 40-50 м. Глубже инфильтрация не произошла, потому что сформировался баланс сил между высоким давлением притока глубинного теплоносителя и давлением холодной воды. В процессе моделирования естественного состояния гидротермальной системы Долины Гейзеров экспериментальным путем было определено значение горизонтальной проницаемости для гейзерного резервуара, которое оценивается в диапазоне от 0.1 Д до 1 Д.

В результате моделирования влияния двух Подпрудных озер установлено, что изменения термодинамических и химических параметров произошли только в локальных частях гидротермального резервуара Долины Гейзеров: в первом случае там, куда заливалась вода через каналы гейзеров, во втором случае – в сформировавшейся под озером линзе холодной воды. Оказалось, что в модельной термодинамической системе давление является тем параметром, который контролирует изменения температуры и концентрации Cl. Не случайно, при эксплуатации высокотемпературных геотермальных месторождений в областях современного вулканизма, в результате чрезмерного расхода отбора

теплоносителя (превышающего допустимый), происходит инфильтрация холодных грунтовых вод сверху и, как следствие, происходит охлаждение продуктивных зон. В числе месторождений, где в результате эксплуатации произошло понижение давления в резервуарах можно назвать некоторые месторождения Японии, США, Мексики, Сальвадора, Филиппин, Новой Зеландии, Италии, Исландии, Паужетское и Мутновское месторождения на Камчатке в России [Кириухин, 2007; Кириухин и др., 2007; Кириухин, Кириухин, Манухин, 2010; Kiryukhin et al., 2018; Поляков, 2019].

ОСНОВНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ (ИЗ ПЕРЕЧНЯ ВАК) ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

1. Кирюхин А.В., Асаулова Н.П., Манухин Ю.Ф., **Рычкова Т.В.**, Сугробов В.М. Использование численного моделирования для оценки эксплуатационных запасов месторождений парогидротерм (на примере Паужетского геотермального месторождения) // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 56-76.

2. Кирюхин А.В., **Рычкова Т.В.** Условия формирования и состояние гидротермальной системы Долины Гейзеров (Кроноцкий заповедник, Камчатка) // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2011. № 3. С. 238-253.

3. Kiryukhin A.V., **Rychkova T.V.**, Dubrovskaya I.K. Formation of the hydrothermal system in Geysers Valley (Kamchatka) and triggers of the Giant landslide // Applied Geochemistry Journal. 2012. V. 27. № 9. P. 1753-1766.

4. Кирюхин А.В., **Рычкова Т.В.**, Дубинина Е.О. Анализ гидрогеологического режима гидротермальной системы Долины гейзеров (Кроноцкий заповедник, Камчатка) после катастрофы 3.06.2007 // Вулканология и сейсмология. 2015. № 1. С. 3.

5. Кирюхин А.В., **Рычкова Т.В.**, Сергеева А.В. Моделирование условий формирования проницаемых каналов гейзеров в районах кислого вулканизма // Вулканология и сейсмология (в печати).

ДРУГИЕ ПУБЛИКАЦИИ АВТОРА ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

1. Kiryukhin A.V., Asaulova N.P., Finsterle S., **Rychkova T.V.**, Obora N.V. Modeling the Pauzhetsky geothermal field, Kamchatka, Russia, Using iTOUGH2 // Proc. TOUGH Symposium, Berkeley, CA, LBNL, 15-17 May. 2006. 8 p.

2. Kiryukhin A.V., **Rychkova T.V.** Modeling the Pauzhetsky geothermal field, Kamchatka, Russia // International Mineral Extraction from Brines Conference 2006, Tucson, Arizona Sept. 6-8. 2006. 2 p.

3. Kiryukhin A.V., Asaulova N.P., **Rychkova T.V.**, and Obora N.V. Modeling the Pauzhetsky geothermal field, Kamchatka, Russia // В сборнике: Transactions - Geothermal Resources Council GRS 2006. Annual Meeting: Geothermal Resources – Securing Our Energy Future. San-Diego, CA, Sept. 10-13 2006. Volume 30. P. 819-823.

4. Кирюхин А.В., Асаулова Н.П., **Рычкова Т.В.**, Обора Н.В., Ворожейкина Л.А., Манухин Ю.Ф. Численное моделирование 40-летней эксплуатации Паужетского геотермального месторождения в связи с оценкой эксплуатационных запасов // Тезисы докл.

Международного симпозиума "Будущее гидрогеологии: современные тенденции и перспективы". С-Петербург. 2007. С. 66-69.

5. Kiryukhin A.V., Asaulova N.P., **Rychkova T.V.**, Obora N.V., Manukhin Y.F., Vorozheikina L.A. Modeling and forecast of the exploitation the Pauzhetsky geothermal field, Kamchatka, Russia // Proceedings, Thirty-Second Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 22-24, 2007. SGP-TR-183. 8 p.

6. Kiryukhin A. V., **Rychkova T.V.**, Chernykh E.V., Vergasova L.P. Geysers Valley, Kamchatka: Why Landslide of 3-June-2007 Took Place and What Happens After // AGU Conference, San-Francisco. 2008.

7. Кирюхин А.В., Асаулова Н.П., Манухин Ю.Ф., **Рычкова Т.В.**, Сугробов В.М. Расширение ресурсного потенциала геотермальных месторождений на основе новых технологий извлечения геотермальной энергии (на примере Паужетского геотермального месторождения) в монографии ИПКОН РАН "Комплексное освоение недр: расширение минерально-сырьевой базы России". Москва: ИПКОН. 2009. С. 121-131.

8. Кирюхин А.В., **Рычкова Т.В.**, Дрознин В.А., Черных Е.В. Анализ гидрогеологических условий в гидротермальной системе Долины Гейзеров (Камчатка) после катастрофического обвала-оползня 3 июня 2007 г. // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии "Вулканизм и геодинамика" 22 - 27 сентября 2009 г. г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2009. С. 599-604.

9. Кирюхин А.В., **Рычкова Т.В.**, Дрознин В.А., Черных Е.В. Исследования тепломассопереноса в гидротермальной системе Долины Гейзеров (Камчатка) после катастрофического обвала-оползня 3 июня 2007 г. // Материалы Всероссийского XIX Совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Тюмень. 2009. С. 51-56.

10. Kiryukhin A.V., **Rychkova T.V.**, Droznin V.A., Chernykh E.V., Puzankov M.Y., Vergasova L.P. Geysers Valley Hydrothermal System (Kamchatka): Recent Changes Related to Landslide of June 3, 2007 // Proceedings World Geothermal Congress 2010 Bali, Indonesia, 25-29 April 2010. 6 p.

11. Kiryukhin A.V., **Rychkova T.V.**, Puzankov M.Y., Vergasova L.P. Hydrothermal system in Geysers Valley (Kamchatka) and triggers of the Giant landslide // В сборнике: Water-Rock Interaction – Proceedings of the 13-th International Conference on Water-Rock Interaction. WRI-13 2010. С. 917-920.

12. Kiryukhin A.V., **Rychkova T.V.** Hydrothermal system in Geysers Valley (Kamchatka) and triggers of the Giant landslide // Proc. 13-th Int. Conf. Water-Rock Interaction, Guanajuato, Mexico, 16-20 Aug. 2010. P. 917-920. ISBN:978-0-415-60426-0 (Hbk+CD-rom) ISBN: 978-0-203-83404-6 (eBook).

13. Kiryukhin, A.V., **Rychkova, T. V.** Environment and conditions of the hydrothermal system of the Valley of Geysers (Kronotsky Nature reserve, Kamchatka) // Geoecology. Engineering geology. Hydrogeology. Geocryology. 2011. № 3. P. 238–253.

14. Kiryukhin A. V. and **Rychkova T. V.** Functioning of Natural and Natural–Engineering Systems Formation Conditions and Natural State of the Hydrothermal System in the Valley of Geysers (Kronotsky Nature Reserve, Kamchatka) // ISSN 0097_8078. Water Resources. 2012. Vol. 39. No. 7. P. 722–736.

15. Кирюхин А.В., **Рычкова Т.В.**, Дубинина Е.О. Исследования гидрогеологического режима гидротермальной системы Долины Гейзеров (Кроноцкий заповедник, Камчатка) после катастрофы 3.06.2007 // В сборнике: Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Четвертой научно-технической конференции. г. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН. 2013. С. 461-465.

16. Kiryukhin A.V., **Rychkova T. V.**, Dubinina E. O. An Analysis of Hydrogeological Behavior in the Geyser Valley (Kronotskii Nature Reserve, Kamchatka) after the Disaster of June 3, 2007 // Journal of Volcanology and Seismology. 2015. Vol. 9. No. 1, P. 1–16.
17. Kiryukhin A., **Rychkova T.**, Voronin P., Polyakov A. Hydrogeological regime of the geysers (Kronotsky nature reserve, Kamchatka) after landslide 3.06.2007 // Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015. 11 p.
18. **Рычкова Т.В.** Моделирование влияния инъекции холодной воды на гидротермальный резервуар на примере гидротермальной системы Долины Гейзеров // Материалы XX ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога "Современный вулканизм и связанные с ним процессы", 30-31 марта 2017 г. Петропавловск-Камчатский. ИВиС ДВО РАН. 2017. С. 200-203.
19. **Рычкова Т.В.**, Сугробов В.М., Кирюхин А.В., Батаева О.Б. Изменения гидрогеохимического режима гейзеров в результате эволюционных и катастрофических процессов // Труды Кроноцкого государственного природного биосферного заповедника. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс. 2017. Выпуск 5. С. 117 – 125.
20. **Рычкова Т.В.** TOUGH2-EOS1+tracer моделирование инъекции холодной воды в гидротермальный резервуар на примере гидротермальной системы Долины Гейзеров // Сборник научных трудов II Международной научно-методической конференции 23-24 мая 2017 г. "Современное состояние, тенденции и перспективы развития гидрогеологии и инженерной геологии". Санкт-Петербургский горный университет. 2017. С. 168-172.
21. **Рычкова Т.В.** TOUGH2- EOS1 моделирование и статистика для анализа изменения гидрогеохимического режима гейзеров Великан и Большой (Долина Гейзеров, Камчатка) // в сборнике: Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Материалы Шестой научно-технической конференции. г. Петропавловск-Камчатский: КФ ФИЦ ЕГС РАН. 2017. С. 319-323.
22. **Рычкова Т.В.** Моделирование и исследование гейзеров // Материалы II Международного научного совещания по проблемам геотермальной вулканологии, 5-8 сентября 2018 г. г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2018. С 83-88.
23. **Рычкова Т.В.**, Кирюхин А.В. Моделирование некоторых частных условий формирования и функционирования гейзеров // Материалы XXII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога "Вулканизм и связанные с ним процессы", 28-29 марта 2019 г. г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2019. С. 221-224.
24. **Rychkova T.V.**, Kiryukhin A.V. Моделирование условий формирования проницаемых каналов гейзеров в риолитовых туфах // Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием "Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа" (Geothermal Volcanology Workshop 2019) 4-9 сентября 2019 г. г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2019. С. 155-159.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ ТЕРМИНОВ

Артезианско-вулканогенные бассейны (АВБ): это артезианские бассейны, сформированные внутри вулканогенных бассейнов, образованных потоками и покровами лав и сопутствующими им вулканогенными породами (пирокласты, туфы и др.), а также вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями (Кирюхин А.В, Кирюхин В.А., Манухин Ю.Ф. Гидрогеология вулканогенов. СПб: Наука. 2010 г.).

Вулканогенный бассейн (ВБ): гидрогеологическая структура, образованная потоками и покровами лав и сопутствующими им вулканогенными породами (туфы, пирокласты и др.), а также вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями. Вулканогенные бассейны – это наложенные структуры, перекрывающие сверху гидрогеологические массивы и артезианские бассейны (Кирюхин А.В, Кирюхин В.А., Манухин Ю.Ф. Гидрогеология вулканогенов. СПб: Наука. 2010 г.).

Гейзер: горячий источник, периодически выбрасывающий воду и пар. Температура воды в нем 80-100 °С (Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, переработанное и дополненное. Том. 1. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2010). В диссертационной работе под природными гейзерами понимаются циклически извергающиеся кипящие термоминеральные источники.

Гейзерный резервуар: часть гидротермального резервуара, для которой характерен гейзерный тип разгрузки (А.В. Кирюхин).

Геотермальный резервуар: подземное пространство, прогретое до более высоких температур по сравнению с окружающими массивами (Кирюхин А.В, Кирюхин В.А., Манухин Ю.Ф. Гидрогеология вулканогенов. СПб: Наука. 2010 г.).

Гидрогеологическая структура: природная емкость для размещения объема воды в геологическом пространстве (Шварцев С.Л. Общая гидрогеология. М.: Недра. 1996 г.).

Гидротермальная система: объединение областей водного питания, генерации глубинного теплоносителя, гидротермального резервуара, системы подводящих каналов глубинного теплоносителя и верхнего водоупора (с гидравлическими окнами естественной разгрузки – очагами разгрузки) (Кирюхин А.В, Кирюхин В.А., Манухин Ю.Ф. Гидрогеология вулканогенов. СПб: Наука. 2010 г.).

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 (Кирюхин А.В, Кирюхин В.А., Манухин Ю.Ф. Гидрогеология вулканогенов. СПб: Наука. 2010 г.).

Гидротермальный метасоматоз: процесс изменения химического состава породы, совершающийся посредством замещения одних минералов другими при участии поровых растворов, которые растворяют одни минералы и немедленно отлагают другие, так, что в течение замещения порода в целом сохраняет твердое состояние (Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука. 1982 г.).

Зона брекчирования (зона дробления): линейно вытянутый участок земной коры (независимо от размеров), в пределах которого горные породы разбиты трещинами на небольшие блоки, смещенные и повернутые относительно первоначального залегания; образуются в условиях небольших глубин (О.Г. Елифанцев, Н.С. Плетенчук. Трещиноватость горных пород. Основы теории и методы изучения: метод. реком. Новокузнецк: СибГИУ. 2008).

Зона трещиноватости - это линейно вытянутый участок земной коры, в пределах которого трещины развиты более интенсивно, чем в окружающих породах. Образуются обычно на небольшой глубине (О.Г. Елифанцев, Н.С. Плетенчук. Трещиноватость горных пород. Основы теории и методы изучения: метод. реком. Новокузнецк: СибГИУ. 2008).

Трассеры: в гидрогеологии это вещество, употребляемое как индикатор для определения направления и скорости подземного потока (Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, переработанное и дополненное. Том. 3. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2010). В данной работе массовая доля трассерного вещества соответствует модельной концентрации C_1 .

IBE - (interval between eruptions, IBE). Термин из зарубежной научной литературы, соответствующий понятию периодичности гейзера в российской научной литературе, определяющий время полного периода работы гейзера, включающий все стадии (от одной стадии до другой такой же стадии следующего цикла).

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверьев В.В. О соотношении между гидротермальной и магматической деятельностью // Проблемы вулканизма. Материалы ко второму Всесоюзному вулканологическому совещанию, 3-18 сентября 1964 г. Петропавловск-Камчатский: Дальневост. кн. изд-во. 1964. С. 251-253.
2. Аверьев В.В. Введение // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука. 1965. С. 3-8.
3. Аверьев В.В., Белоусов В.И. Геологический очерк района Паужетского месторождения // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука. 1965. С. 8-22.
4. Аверьев В.В., Сугрובה Н.Г. Естественные термопроявления на Паужетском месторождении // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука. 1965. С. 31-42.
5. Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. Труды второго Всесоюзного вулканологического совещания, 3-17 сентября 1964 г. М.: Наука. 1966. Т. 1. С. 118-128.
6. Аверьев В.В., Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Вулканизм и гидротермы Узон-Семячикского геотермального района на Камчатке // Вулканизм и глубины Земли. Материалы III Всесоюзного вулканологического совещания, 28-31 мая 1969 г. М.: Наука. 1971. С. 207-211.
7. Белоусов В.И., Сугробов В.М. Геологическая и гидрогеотермическая обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток. 1976. С. 5-22.
8. Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г. Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток. 1976. С. 23-57.
9. Белоусов В.И., Гриб Е.Н., Леонов В.Л. Геологические позиции гидротермальных систем Долины Гейзеров и кальдеры Узон // Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С. 65-79.
10. Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Как устроены гейзеры и почему их много в Долине Гейзеров // Труды Кроноцкого государственного природного биосферного заповедника. Выпуск 3. Воронеж: ООО «СТП». 2014. С. 142-152.
11. Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Роль оползней в формировании гейзеров Долины Гейзеров, Камчатка // Материалы XX региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 30-31 марта 2017 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2017. С. 154-157.

12. Вакин Е.А., Поляк Б. Г., Сугробов В. М. Основные проблемы геотермии вулканических областей // Вулканизм и глубины Земли. Материалы III Всесоюзного вулканологического совещания, 28-31 мая 1969 г. М.: Наука. 1971. С. 197-202.
13. Вакин Е.А. Гидротермы вулканического массива Большой Семячик // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток. 1976. С. 213-236.
14. Вакин Е.А., Кирсанов И.Т, Кирсанова Т.П. Термальные поля и горячие источники Мутновского вулканического района // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток. 1976. С. 85-114.
15. Вакин Е.А., Декусар З.Б., Серезников А.И., Спиченкова М.В. Гидротермы Кошелевского Вулканического массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток. 1976. С. 58-84.
16. Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Гидротермы Карымского озера после подводного извержения 1996 г. // Вулканология и сейсмология. 1998. № 2. С. 3-27.
17. Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Катастрофическая деформация и последующая эволюция высокотемпературной геотермальной системы, как результат фреато-магматического извержения в Карымском кальдерном озере // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск – Камчатский. 2001. С. 274-299.
18. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, переработанное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 210. 432 с.
19. Гриб Е.Н., Леонов В.Л. Коровый магматический очаг в недрах Узон-Гейзерного района на Камчатке // Вулканизм и связанные с ним процессы. Вып. III. Петропавловск-Камчатский. 1985. С. 31-33.
20. Дрознин В.А., Разина А.А. О природе гейзерного режима // Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука. 1977. С. 96-103.
21. Дрознин В.А. К теории действия гейзеров // Вулканология и сейсмология. 1982. № 5. С. 49-60.
22. Дрознин В.А. 2007. <http://www.ch0103.emsd.iks.ru/>
23. Дрознин В.А.. Новый гейзер в кальдере вулкана Узон // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 2. Выпуск № 14. С. 10-12.
24. Ерощев-Шак В.А., Набоко С.И., Карпов Г.А., Ильин В.А., Главатских С.Ф. Формирование глинистых минералов при низкотемпературном гидротермальном процессе (на примере кальдеры Узон) // Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука. 1977. С. 172-184.

25. Илюшкина Л.М., Завадская А.В. Памятники природы Камчатки // Справочное издание о памятниках природы Камчатского края. Петропавловск-Камчатский. Изд-во Камчатпресс. 2008. 130 с.
26. Калачева Е.Г., Рычагов С.Н., Королева Г.П., А.А. Нуждаев. Геохимия парогидротерм Кошелевского вулканического массива (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2016. № 3. С. 41-56.
27. Карпов Г.А., Двигало В.Н. Термопроявления кальдеры Академии Наук: результаты топосъемки, гидрохимия термальных источников после катастрофического подводного извержения 1996 г. // Материалы конференции, посвященной Дню вуканолога, 30-31 марта 2009 г. г. П.-Камчатский. 2010. С. 101-114.
28. Карпов Г.А., Николаева А.Г., Акимов В.Н., Гальченко В.Ф. Эволюция режима и физико-химических характеристик растворов новообразованного гейзера в кальдере Узон (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2012. № 3. С. 3-13.
29. Кирсанова Т.П. Гидротермы Киреунской Долины в Срединном хребте Камчатки // Вулканизм и глубины Земли. Мат. III Всесоюзн. вулканол. совещ., 28-31 мая 1969 г. М.: Наука. 1971. С. 239-246.
30. Кирсанова Т.П., Мелекесцев И.В. О происхождении и возрасте Ходуткинских терм // Вулканология и сейсмология. 1984. № 5. С. 49-59.
31. Кирюхин А.В. Моделирование и прогноз эксплуатации Паужетского геотермального месторождения // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский. 2007. С. 255-263.
32. Кирюхин А.В., Асаулова Н.П., Рычкова Т.В., Обора Н.В., Ворожейкина Л.А., Манухин Ю.Ф. Численное моделирование 40-летней эксплуатации Паужетского геотермального месторождения в связи с оценкой эксплуатационных запасов // Тезисы докл. Международного симпозиума «Будущее гидрогеологии: современные тенденции и перспективы». С-Петербург. 2007. С. 66-69.
33. Кирюхин А.В., Рычкова Т.В., Дрознин В.А., Черных Е.В. Анализ гидрогеологических условий в гидротермальной системе Долины Гейзеров (Камчатка) после катастрофического обвала-оползня 3 июня 2007 г. // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии 22 - 27 сентября 2009 г. "Вулканизм и геодинамика". Петропавловск-Камчатский. 2009. С. 599-604.
34. Кирюхин А.В., Асаулова Н.П., Манухин Ю.Ф., Рычкова Т.В., Сугробов В.М. Использование численного моделирования для оценки эксплуатационных запасов

месторождений парогидротерм (на примере Паужетского геотермального месторождения) // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 56-76.

35. Кирюхин А.В., Кирюхин В.А., Манухин Ю.Ф. Гидрогеология вулканогенов. СПб.: Наука. 2010. 391 с.

36. Кирюхин А.В., Рычкова Т.В. Условия формирования и состояние гидротермальной системы Долины Гейзеров (Кроноцкий заповедник, Камчатка) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геоэкология. 2011. № 3. С. 238-253.

37. Кирюхин А.В., Шадрина С.В., Пузанков М.Ю. Моделирование термогидрогеохимических условий формирования продуктивных резервуаров в вулканогенных породах // Вулканология и сейсмология. 2013. № 2. С. 90-104.

38. Кирюхин А.В., Рычкова Т.В., Дубинина Е.О. Анализ гидрогеологического режима гидротермальной системы Долины Гейзеров (Кроноцкий заповедник, Камчатка) после катастрофы 3.06.2007 // Вулканология и сейсмология. 2015. № 1. С. 3-20.

39. Кирюхин А.В., Дроздин В.А. К вопросу о механизме извержений гейзера Великан // Труды Кроноцкого государственного природного биосферного заповедника. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс. 2017. Выпуск 5. С. 96-104.

40. Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В. Некоторые особенности вулканизма и генезиса Паужетской вулcano-тектонической структуры (Южная Камчатка) // Бюл. вулканол. станций. М.: Наука. 1977. № 53. С. 92-101.

41. Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В., Литасов Н.Е., Вадеевская А.А. Общая характеристика зоны четвертичного вулканизма // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М: Наука. 1980. С. 28-33.

42. Кононов В.И., Поляк Б.Г. Современная гидротермальная деятельность и особенности вулканизма Исландии // Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука. 1977. С. 21-31.

43. Кононов В.И. Геохимия термальных вод в областях современного вулканизма. М.: Наука. 1983. 216 с.

44. Копылова Г.Н., Сугробов В.М., Хаткевич Ю.М. Особенности изменения режима источников и гидрогеологических скважин Петропавловского полигона (Камчатка) под влиянием землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 53-70.

45. Копылова Г.Н. Гидрогеологический метод поиска предвестников землетрясений на Камчатке // Матер. Всеросс. научн. конф. "100-летие Камчатской экспедиции Русского географического общества 1908-1910 гг." Петропавловск-Камчатский. 2009. С. 159-167.

46. Краевой Ю.А., Охапкин В.Г., Сережников А.И. О некоторых вопросах формирования Больше-Банной и Карымчинской гидротермальных систем // Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука. 1977. С. 65-73.
47. Крашенинников С.П. Описание Земли Камчатки. Издание 9-ое дополненное. Петропавловск-Камчатский: Новая книга. 2018. 920 с.
48. Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Коновалова А.А. Локальная сейсмичность района Долины Гейзеров по данным полевых наблюдений 2008-2009 гг. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. Вып. 15. № 1. С. 90-99.
49. Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А. Сейсмологические исследования района Долины Гейзеров в связи с катастрофическим оползнем 03.06.2007 г. // Труды Кроноцкого государственного природного биосферного заповедника. Выпуск 2. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс. 2012. С. 125-135.
50. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука. 1982. 104 с.
51. Коржинский Д.С. Основы метасоматизма и метамагматизма. М.: Наука. 1993. 239 с.
52. Короновский Н.В. Общая геология. М.: МГУ. 2002. 405 с.
53. Леонов В.Л., Гриб Е.Н., Карпов Г.А., Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г., Зубин М.И. Кальдера Узон и Долина Гейзеров // Действующие вулканы Камчатки: в 2-х т. Т. 2. М.: Наука. 1991. С. 94-137.
54. Леонов В.Л. О некоторых закономерностях развития гидротермальной и вулканической деятельности на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1991. № 2. С. 28-40.
55. Леонов В. Л. Региональные структурные позиции высокотемпературных гидротермальных систем на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2001. № 5. С. 32-47.
56. Леонов В.Л., Гриб Е.Н.. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука. 2004. 189 с.
57. Леонов В.Л., Рогозин А.Н. Карымшина – гигантская кальдера-супервулкан на Камчатке: границы, строение, объем пироклаستيки // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. с. 14-28.
58. Леонов В.Л. Геологическая структура и история Долины Гейзеров // Жемчужина Камчатки - Долина Гейзеров. Научно-популярный очерк, путеводитель. Петропавловск–Камчатский: Камчатпресс. 2009. 157 с.
59. Леонов В.Л., Рогозин А.Н. Эпизодичность кислого вулканизма на Южной Камчатке (по данным K-Ar, Ar-Ar, и U-Pb датирования) // Материалы конференции,

посвященной Дню вуканолога, 30-31 марта 2009 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2010. С. 62-74.

60. Леонов. А.В. Каталог гейзеров Кроноцкого заповедника. Долина Гейзеров и кальдера вулкана Узон: история и современность. М.: Издательство ООО «Реарт». 2017. 384 с., ил.

61. Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М.: Наука. 1970. 102 с.

62. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. "Век" вулканических катастроф в раннем голоцене Курило-Камчатской области // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск. 1998. С. 146-152.

63. Метельский Г.В. По кромке двух океанов. [Электронный ресурс]. Режим доступа: royallib.com.

64. Набоко С.И. Гейзеры Камчатки / Труды Лаборатории вулканологии. Вып. 8. Москва: Изд-во АН СССР. 1954. С. 126-209.

65. Набоко С.И. Паужетские гейзеры // Бюллетень вулканологической станции. 1954. № 22. Москва: Изд-во Академии Наук СССР. С. 30-38.

66. Нечаев А.М. О механизме извержения гейзера // Труды Кроноцкого государственного природного биосферного заповедника. Выпуск 2. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс. 2012. С. 135-143.

67. Округин В.М., Яблокова Д.А. Сравнительный анализ сульфидных сферолоидов золотоносных конгломератов Витватерсранда (ЮАР) и современных гидротермальных систем Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Выпуск 22. С. 196-204.

68. Пийп Б.И. Термальные ключи Камчатки. М.: Изд-во Академии Наук СССР. 1937. 286 с.

69. Пилипенко Г. Ф. Гидротермы Карымского вулканического центра на Камчатке // Вулканология и сейсмология.. 1989. № 6. С. 85-101.

70. Пилипенко Г.Ф. Гидротермы кальдеры Узон // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука. 1974. С. 24-32.

71. Писарева М.В. Зона природного пара Нижнекошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52-63.

72. Поздеев А.И., Нажалова И.Н. Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм // Вулканология и Сейсмология. 2008. № 3. С. 32-45.

73. Рогозин А.Н. Новые данные о кислых экструзиях Банно-Карымшинского района, Каматка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. Петропавловск-Камчатский. 2007. № 2. Выпуск № 10. С. 156-164.
74. Рычагов С.Н. Геотермальные аномалии Кошелевского вулканического массива (Южная Камчатка): современный этап развития длительноживущей рудообразующей гидротермально-магматической системы // Петрография магматических и метаморфических горных пород. Петрозаводск. 2015. С. 531-534.
75. Рычагов С. Н.. Гигантские газо-гидротермальные системы и их роль в формировании пародоминирующих геотермальных месторождений и рудной минерализации // Вулканология и сейсмология. 2014. № 2. С. 3-28.
76. Рычагов С.Н., Коробов А.Д., Главатских С.Ф., Гончаренко О.П., Рихтер Я.А. Эволюция метасоматических процессов в структуре-гидротермально-магматических систем островных дуг // Материалы международного полевого Курило-Камчатского семинара, 16 июля - 6 августа 2005 г. "Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма". Петропавловск-Камчатский: ОТТИСК. 2005. С. 207-217.
77. Соболевская О.В. Больше-Баннные источники: история изучения, современное состояние // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2004. № 2. Выпуск 4. С. 130-135.
78. Сугробов В.М. при участии Аверьева В.В. Обводненность пород Паужетского месторождения и условия циркуляции высокотермальных вод // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука. 1965. С. 49-63.
79. Сугробов В.М., Краевой Ю.А. Гидрогеологические особенности и эксплуатационные ресурсы высокотермальных вод Паужетского месторождения // Геотермические исследования и использование тепла Земли. М.: Наука. 1966. С. 408-415.
80. Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г., Дроздин В.А., Карпов Г.А., Леонов В.Л. Жемчужина Камчатки – Долина Гейзеров // Научно-популярный очерк, путеводитель. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс. 2009. 157 с.
81. Сугрובה Н.Г. Некоторые закономерности режима гейзеров Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1982. № 5. С.35-48.
82. Трещиноватость горных пород. Основы теории и методы изучения: метод. реком. / О.Г. Епифанцев, Н.С. Плетенчук. Новокузнецк: СибГИУ. 2008. 41с.
83. Устинова Т. И. Камчатские гейзеры. М.: Географгиз. 1955. 77 с.
84. Федотов С.А., Муравьев Я.Д., Иванов В.В., Леонов В.Л., Магуськин М.А., Гриб Е.Н., Озеров А.Ю., Карпов Г.А., Фазлуллин С.М., Шувалов Р.А., Лупкина Е.Г., Ушаков С.В. Извержения в кальдере Академии Наук и Карымского вулкана в 1996-97 гг. и их воздействие на

окружающую среду // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 1998. С. 127-145.

85. Федотов С.А., Карпов Г.А., Кирюхин А.В., Леонов В.Л., Рычагов С.Н. Современные гидротермальные системы и эпитеpmальные золото – серебряные месторождения Камчатки // Путеводитель экскурсий российско-японского полевого семинара "Минерало – рудообразование в островодужных вулcano-гидротермальных системах: от модели к эксплуатации" 25 июля – 2 августа 1998. Петропавловск-Камчатский. ИВ ДВО РАН. 1998. 85 с.

86. Фролова Ю.В., Ладыгин В.М. Петрофизические преобразования пород Мутновского вулканического района (Южная Камчатка) под воздействием гидротермальных процессов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Выпуск № 11. С. 158-171.

87. Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Рычагов С.Н., Блюмкина М.Е. Петрофизические преобразования пород геотермальных месторождений Южной Камчатки // Материалы десятой международной конференции "Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле". Москва, 26-29 октября 2009 г. Электронный журнал «Вестник ОГГГГН РАН». Раздел: Научная жизнь. С. 334-338.

88. Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Рычагов С.Н. Закономерности преобразования состава и свойств вулcanoгенных пород в гидротермально-магматических системах Курило-Камчатской островной дуги // Вестн. Моск. ун-та. Сер.4. Геология. 2011. № 6. С. 52-60.

89. Фролова Ю.В. Закономерности формирования грунтов гидротермально-метасоматического генезиса // Материалы юбилейной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика Е.М. Сергеева 21 марта 2014 г. Вып. 16. 2014. М.: РУДН. С. 135-141.

90. Фролова Ю.В., Гвоздева И.П., Чернов М.С., Кузнецов Н.П. Инженерно-геологические аспекты гидротермальных преобразований туфогенных пород Долины Гейзеров (полуостров Камчатка) // Инженерная геология. 2015. № 6. С. 30-42.

91. Фролова Ю.В., Чернов М.С., Рычагов С.Н. К вопросу о преобразовании туфов в разрезе Верхне-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Материалы XIX региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулcanoлога (29-30 марта 2016 г.). Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2016. С. 449-460.

92. Фролова Ю.В., Чернов М.С., Рычагов С.Н., Соколов В.Н., Мосин А.М., Кузнецов Р.А. Преобразование андезитов в разрезе Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Материалы XX региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной дню вулcanoлога (30-31 марта 2017 г.). Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2017. С. 223-226.

93. Шеймович В.С., Федотов В.С., Патока М.Г. и др. Четвертичные лавовые потоки липаритов вулкана Чашаконджа // Вопросы географии Камчатки. 1970. Вып. № 6. С. 115.
94. Шварцев С.Л. Общая гидрогеология // Учебник для вузов. М.: Недра. 1996. 424 с.
95. Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца // Кислый вулканизм. Новосибирск: Наука. 1973. С. 4-39.
96. Юричев А.Н. Метасоматизм (основные аспекты) // Учебное пособие. Томск: Издательский Дом ТГУ. 2015. 116 с.
97. Belousov A., Belousova M., Nechayev A. Video Observations Inside Conduits of Erupting Geysers in Kamchatka, Russia, and Their Geological Framework: Implications for the Geysir Mechanism // *Geology*. 2013. V. 41. № 3. P. 1–4. doi:10.1130/G33366.1
98. Kiryukhin A.V., Xu T., Pruess K., Apps J., Slovtsov I. Thermal-Hydrodynamic-Chemical (THC) Modeling Based on Geothermal Field Data // *Geothermics*. 2004. V. 33. № 2. P. 349-381.
99. Kiryukhin A.V. Comparative Analysis of the Structural Hydrogeological Conditions of the High Temperature Geothermal Reservoirs and Oil Deposit in Volcanic Areas // *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia. 2010. 5 p.
100. Kiryukhin A.V., Rychkova T.V., Dubrovskaya I.K. Formation of the hydrothermal system in Geysers Valley (Kamchatka) and triggers of the Giant Landslide // *Applied Geochemistry Journal*. 2012. V. 27. № 9. P. 1753-1766.
101. Kiryukhin A. Modeling and Observations of Geysir Activity in Relation to Catastrophic Landslides-Mudflows (Kronotsky Nature Reserve, Kamchatka, Russia) // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2016. № 323. P. 129-147.
102. Kiryukhin A.V., Vorozheikina L.A., Voronin P.O., Kiryukhin P.A. Thermal and permeability structure and recharge conditions of the low temperature Paratunsky geothermal reservoirs in Kamchatka, Russia // *Geothermics*. 2017. № 70. P. 47–61.
103. Kiryukhin A., Sugrobov V., E. Geysers Valley CO2 Cycling Geological Engine (Kamchatka, Russia) // *Geofluids*. Volume 2018. Article ID 1963618. 16 pages. <https://doi.org/10.1155/2018/1963618>.
104. Kiryukhin A.V., Polyakov A.Y., Usacheva O.O., Kiryukhin P.A. Thermal-permeability structure and recharge conditions of the Mutnovsky high-temperature geothermal field (Kamchatka, Russia) // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2018. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.02.010>.
105. Fournier R.O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems // *Geothermics*. 1977. № 5. P. 41–50.

106. Fournie R.O. Application of water chemistry to geothermal exploration and reservoir engineering // *Geothermal Systems. Principle and Case Histories*. Edited by Rybach, L. and Muffler, L.J.P. 1981. P. 109-143.
107. Fournier R. O. Geochemistry and dynamics of the Yellowstone National Park Hydrothermal System. // *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* 1989. № 17. P. 13-53.
108. Lundgren P., Lu Z. Inflation model of Uzon caldera, Kamchatka, constrained by satellite radar interferometry observations // *Geophysical Research Letters*. 2006. № 33. L06301. 4 p.
109. Hurwitz Sh., Kumar A., Taylor R., Heasler H. Climate-induced variations of geyser periodicity in Yellowstone National Park, USA // *Geology*. June 2008. V. 36. № 6. P. 451–454. doi: 10.1130/G24723A.1.
110. Hurwitz S, Clor LE, McCleskey RB, Nordstrom DK, Hunt AG, Evans WC. Dissolved gases in hydrothermal (phreatic) and geyser eruptions at Yellowstone // *Geology*. 2016. 44:235–238.
111. Hurwitz S. and Manga M. The Fascinating and Complex Dynamics of Geyser Eruptions // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2017. 45:31–59.
112. Hutchinson R. A., Westphal J. A., Kieffer S. W. In situ observations of Old Faithful Geyser // *Geology*. October 1997. V. 25. № 10. P. 875–878.
113. Husen S., Taylor R., Smith R.B., Heasler H. Changes in geyser eruption behavior and remotely triggered seismicity in Yellowstone National Park produced by the 2002 M 7.9 Denali fault earthquake, Alaska // *Geology*. June 2004. P. 537–540.
114. Ingebritsen S. E., Rojstaczer S. A. Geyser periodicity and the response of geysers to deformation // *Journal of Geophysical Research*. October 10. 1996. V. 101. № B10. P. 21.891 – 21.905.
115. Pruess K., Oldenburg C., and Moridis G. TOUGH2 user's guide, Version 2.0. // Rep. LBNL-43134, Lawrence Berkeley Natl. Lab., Berkeley, California. 1999. 198 p.
116. Rojstaczer S., Galloway D.L., Ingebritsen S.E., Rubin D.M. Variability in geyser eruptive timing and its causes: Yellowstone National Park // *Geophysical Research Letters*. 2003. V. 30. № 18. P. 1953. doi:10.1029/2003GL017853. P.1-4.
117. Shteinberg A., Manga M., Korolev E. Measuring pressure in the source region for geysers, Geyser Valley, Kamchatka // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2013. № 264. P. 12–16.
118. Xu, T., E., Spycher N., Pruess K. TOUGHREACT User's Guide: A Simulation Program for Nonisothermal Multiphase Reactive Geochemical Transport in Variably Saturated Geologic, Media LBNL-55460. 2006.

СПИСОК ФОНДОВОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Браун Л. А. Районирование территорий, прилегающих к естественным очагам разгрузки Больше-Банной, Мало-Банной, Киреунской и Апачинской групп термальных источников: отчёт по НИР. П-Камчатский. Камчатский филиал ФБУ ТФГИ по Дальневосточному федеральному округу. 2004 г. Инв № 7064. 81 с.
2. Кирюхин А. В. Анализ теплогидродинамических условий гидротермальных систем Южной Камчатки: дис. – канд. г.-м. наук. Петропавловск-Камчатский. 1984. 192 с.
3. Набоко С.И. Послемагматические процессы в областях активного вулканизма: автореф. дис. - д-ра г.-м. наук. Москва. 1962. 66 с.
4. Поляков А.Ю. Анализ условий водного и газового питания Мутновского геотермального резервуара (Камчатка): дис. - канд. г.-м. наук. Петропавловск-Камчатский. 2019. 116 с.
5. Степаненко В.М. Комплексные метеорологические исследования в Кроноцком заповеднике: отчет о НИР за 2012 г. М.: МГУ. 2012. 42 с.
6. Сугробов В.М. Паужетская гидротермальная система на Камчатке (в связи со строительством геотермальной электростанции): автореф. дис. - канд. г.-м. наук. М. 1966.

СПИСОК РИСУНКОВ

- Рис. 1.1. Распределение основных геотермальных систем на земном шаре.
- Рис. 1.2. Самые крупные гидротермальные системы Камчатки.
- Рис. 1.3. Концептуальная гидрогеологическая модель условий формирования Паужетского геотермального месторождения.
- Рис. 1.4. Блок диаграмма Узон-Гейзерной вулcano-тектонической депрессии.
- Рис. 1.5. Схематическое 3D изображение Узон - Гейзерной кальдеры.
- Рис. 1.6. Условия циркуляции теплоносителя в гидротермальном резервуаре Долины Гейзеров.
- Рис. 1.7. Условные обозначения к рис. 1.6.
- Рис. 1.8. Концептуальная модель и геолого-гидрогеологический разрез гидротермальной системы Долины Гейзеров. Сечение ЮЗ-СВ.
- Рис. 1.9. Гейзеры в гидротермальных системах Камчатки.
- Рис. 1.10. Радиально-цилиндрическая геометрия термогидродинамической-химической модели TOUGHREACT-EOS2.
- Рис. 1.11. Результаты TOUGHREACT моделирования (вариант №1 (1K2)) формирования канала в риолитовых туфах на 100 лет.
- Рис. 1.12. Результаты TOUGHREACT моделирования (вариант №1 (1K2)) формирования канала в риолитовых туфах на 1000 лет.
- Рис. 1.13. Результаты TOUGHREACT моделирования (вариант №1 (1K2)) формирования канала в риолитовых туфах на 3500 лет.
- Рис. 1.14. Результаты TOUGHREACT моделирования (вариант №2 (1Q)) формирования канала в дацитовых туфах на 100 лет.
- Рис. 1.15. Сравнение результатов TOUGHREACT моделирования условий формирования канала (для вариантов №1 (1K2) и №2 (1Q)) на 100 лет.
- Рис. 1.16. Зависимость температуры насыщения от глубины канала ($T_{\text{sat}}(\text{depth})$) для условий Долины Гейзеров.
- Рис. 1.17. Геометрия модели TOUGH2 – EOS2 для моделирования режима течения газонасыщенного флюида в канале гейзера.
- Рис. 1.18. Графики зависимости модельной температуры насыщения и модельного насыщения газовой фазы в канале гейзера Великан при заданных различных значениях массового газосодержания CO_2 .
- Рис. 2.1. Типичный характер записи режима гейзеров на диаграммах уровнемера Валдай.

Рис. 2.2. Комплект аппаратуры, регистрирующей периодичность извержений гейзеров методом замыкания цепи.

Рис. 2.3. Установка температурного логгера НОВО U12-015 в ванну гейзера Большой для мониторинга режима его извержений.

Рис. 2.4. Результаты измерения ИВЕ гейзера Великан с использованием логгера U12-015, регистрирующего температуру на его изливе.

Рис. 2.5. Установка двух логгеров давления U20-001-04 для контроля уровня Подпрудного озера-1.

Рис. 2.6. Аэроснимок Подпрудного озера -1.

Рис. 2.7. Гидрометрические наблюдения на р. Гейзерной на створах "Плотина" и "Щель+100".

Рис. 2.8. График зависимости расхода реки Гейзерной от уровня воды в озере Подпрудном-1.

Рис. 2.9. Изменение относительного уровня озера и естественной разгрузки гидротерм на створах «Плотина» и «Щель», рассчитанной после оползня 3 июня 2007 г. по хлор-иону.

Рис. 2.10. Изменение разгрузки термальной глубинной компоненты по данным измерений на створе «Плотина» в реальном времени и в годовом гидрологическом цикле.

Рис. 2.11. Пункты мониторинга гидрогеологического режима гейзеров и горячих источников Долины Гейзеров в 2012 г.

Рис. 2.12. История изменения концентрации хлор - иона в гейзерах Великан и Большой.

Рис. 2.12а. Изменение во времени концентрации HCO_3 для гейзеров Великан, Большой, Первенец.

Рис. 2.12б. Изменение температуры в зависимости от времени по данным Na-K геотермометра для гейзеров Великан, Большой и Первенец.

Рис. 2.12в. Изменение концентрации хлор-иона в зависимости от времени (годы) для гейзеров Великан, Большой, Первенец.

Рис. 2.13. Изотопный состав воды кипящих и горячих источников Нижне-Гейзерного и Верхне-Гейзерного полей по данным 1985 и 2010 гг. в сравнении с метеорными водами Камчатки на различных абсолютных отметках (реки, ручьи).

Рис. 2.13а. Сравнение данных по изотопному составу воды гейзеров Великана и Большого в период с 2011 по 2016 гг. в сравнении с водами р. Гейзерной и Кроноцкого озера.

Рис. 2.13б. Диаграмма Гигенбаха для гейзера Великан. Серые кружки – данные до 2007 г.; красные кружки с числами (годы) – данные после 2007 г.

Рис. 2.14. ИВЕ гейзера Большого и относительный уровень озера Подпрудного-1 в период наблюдений 2007-2014 гг.

Рис. 2.14а. Запись остановки извержения гейзера Большого во время тайфуна 18-20 октября 2012 г.

Рис. 2.15. Изменение ИВЕ гейзера Большого в течение времени: 1941-1993 гг.; 1995-2003 гг.; 2007-2016 гг.

Рис. 2.16. Отклик гейзера Большого на сель на 3.01.2014.

Рис. 2.17. Изменение ИВЕ гейзера Великан за различные годы: 1941-1993 гг.; 1995-2003 гг.; 2007-2015 гг.

Рис. 2.18. ИВЕ гейзера Великан и относительный уровень озера Подпрудного-1.

Рис. 2.19. Взаимосвязь ИВЕ гейзера Великан с атмосферным давлением по данным наблюдений в 2007-2013 гг.

Рис. 2.20. Взаимосвязь ИВЕ гейзера Великан с уровнем Подпрудного озера-1 по данным наблюдений в 2007-2013 гг.

Рис. 2.21. ИВЕ гейзера Великан в пределах гидрологического цикла за период с 2007 по 2014 гг.

Рис. 2.22. ИВЕ гейзера Шаман (Мутный).

Рис. 2.23. Схема участков Гейзерного термального поля.

Рисунок 2.24. Продольный гидрологический профиль локальной части термальной разгрузки гидротермальной системы Долины Гейзеров после образования Подпрудного озера-1.

Рисунок 2.25. Динамика изменения уровня Подпрудного озера-1 за период наблюдений – с 2007 по 2014 годы.

Рис. 2.26. ИВЕ гейзера Великан и региональная сейсмичность (радиус 200 км, глубина до 40 км).

Рис. 2.27. ИВЕ гейзера Великан и глобальная сейсмичность (радиус 4000 км, глубина до 52 км, $M \geq 7$).

Рис. 3.1. Распространение площади Подпрудного озера-1 в 2007, 2009, 2013 и 2014 гг.

Рис. 3.2. Геометрия, вычислительная сетка и зонирование численной 2D модели TOUGH2-EOS1+tracer, разработанной для моделирования изменения термогидродинамических параметров гидротермальной системы в условиях фильтрации холодной воды из Подпрудного озера-1.

Рис. 3.3. Профильная термогидродинамическая модель естественного состояния продуктивного гейзерного резервуара Долины Гейзеров (Нижне-Гейзерный участок).

Рис. 3.4. Изменение модельного давления (P , бар) в источниках и гейзерах в зависимости от изменения термодинамических условий в гидротермальном резервуаре (Нижне-Гейзерный участок).

Рис. 3.5. Изменение модельного расхода (Q , кг/с) источников и гейзеров в зависимости от изменения давления в гидротермальном резервуаре (Нижне-Гейзерный участок).

Рис. 3.6. Изменение модельной температуры T ($^{\circ}\text{C}$) в зонах водопритока источников и гейзеров в зависимости от изменения термодинамических условий в гидротермальном резервуаре (Нижне-Гейзерный участок).

Рис. 3.7. Местоположение новообразованного горячего источника: а – в модели естественных условий гидротермальной системы, б – в модели условий фильтрации холодной воды из Подпрудного озера-1.

Рис. 3.8. Профильная термогидродинамическая модель нарушенного состояния продуктивного гейзерного резервуара Долины Гейзеров (Нижне-Гейзерный участок) после катастрофического обвала 03.06.2007 г. и появления 1-го Подпрудного озера.

Рис. 3.9. Результаты моделирования 25-летней инфильтрации из Подпрудного озера-1.

Рис. 4.1. Схема основного гейзерного резервуара гидротермальной системы Долины Гейзеров (от Устьевого участка до Верхне-Гейзерного) и позиции основных гейзеров и источников.

Рис. 4.2. Модель естественного состояния гейзерного резервуара (от Устьевого участка до Верхне-Гейзерного) до возникновения Подпрудных озер.

Рис. 4.3. Введение в модель нового материала INJES.

Рис. 4.4. Пример изменений в ячейке, где произошло падение температуры, незначительное падение давления и значительное уменьшение массовой доли хлор-иона.

Рис. 4.5. Пример изменений в ячейке, где произошло падение температуры, незначительное возрастание давления и нет изменений по массовой доле хлор-иона.

Рис. 4.6. Модельная глубина проникновения воды из Подпрудного озера -2.

Рис. 4.7. Моделирование состояния гейзерного резервуара (от Устьевого участка до Верхне-Гейзерного) через 20 лет инфильтрации из Подпрудного озера-2.

СПИСОК ТАБЛИЦ

Таблица 1.1. Принятая нумерация и названия гейзеров, горячих источников и фумарол.

Таблица 1.2. Химический состав воды восходящего напорного потока в TOUGHREACT модели.

Таблица 1.3. Минеральные фазы, рассматриваемые при TOUGHREACT-моделировании, константы кинетического взаимодействия (k_{25}) и энергия активации (E_a) при растворении исходных и генерации вторичных гидротермальных минералов.

Таблица 2.1. Оценка расхода разгрузки гидротерм хлоридным методом на створе «Плотина».

Таблица 2.2. Химический состав (в мг/л) горячих источников и гейзеров до катастрофического оползня 3.06.2007.

Таблица 2.3 Химический состав (в мг/л) горячих источников и гейзеров после катастрофического оползня 3 июня 2007 г.

Таблица 2.4 Химический состав (в мг/л) горячих источников и гейзеров в 2011 г.

Таблица 2.5 Химический состав (в мг/л) горячих источников и гейзеров в 2012 г.

Таблица 2.6 Химический состав (в мг/л) горячих источников и гейзеров в 2013 г.

Таблица 2.7 Химический состав (в мг/л) горячих источников и гейзеров в 2014 г.

Таблица 2.8. Химический состав (ppm) горячих источников и гейзеров в 2015 году.

Таблица 2.8а. Химический состав (ppm) горячих источников и гейзеров в 2016 году.

Таблица 2.9. Химический состав растворенного газа (об. %) гейзеров и горячих источников Долины Гейзеров в октябре 2011 г.

Таблица 2.10. Химический состав растворенного газа (об. %) гейзеров и горячих источников Долины Гейзеров в августе 2012 г.

Таблица 2.11. Химический состав свободного газа (об. %), характеризующего питающий резервуар гейзера Великан в 2013 г..

Таблица 2.11а. Химический состав свободного газа (об. %), характеризующего питающий резервуар гейзеров Великан и Большой в 2017 и 2018 гг.

Таблица 2.12. Данные из мирового каталога сейсмической активности за период с августа 2007 г. по апрель 2012 г.

Таблица 3.1. Материальные свойства, определенные для различных доменов в TOUGH2-модели влияния Подпрудного озера-1.

Таблица 3.2. Основные параметры, заданные для гейзеров и горячих источников, как для самоизливающихся скважин в TOUGH2-модели влияния Подпрудного озера-1.

Таблица 3.3. Таблица изменения модельного расхода (Q , кг/с) источников и гейзеров в зависимости от изменения давления в гидротермальном резервуаре (TOUGH2-модель влияния Подпрудного озера-1).

Таблица 3.4. Изменение модельного давления (P , бар); расхода разгрузки (Q , кг/с); температуры T ($^{\circ}\text{C}$) и массовой доли трассерного вещества (Cl , мг/л) в источниках и гейзерах в зависимости от изменения термодинамических условий в гидротермальном резервуаре (TOUGH2-модель влияния Подпрудного озера-1).

Таблица 4.1. Материальные свойства и тип элементов модели естественного состояния продуктивного гейзерного резервуара (от Устьевого участка до Верхне-Гейзерного) до возникновения Подпрудных озер.

Таблица 4.2. Распределение массовых источников тепла в модели влияния Подпрудного озера-2.

Таблица 4.3. Распределение массовых источников хлора в модели влияния Подпрудного озера-2.

Таблица 4.4. Основные параметры, заданные для гейзеров и горячих источников, как для самоизливающихся скважин в модели влияния Подпрудного озера-2.

Таблица 4.5. Расход разгрузки гейзеров и горячих источников на модели естественного состояния гидротермальной системы Долины Гейзеров при горизонтальной проницаемости резервуара $6E-13 \text{ м}^2$.